УДК 556.3 (075.8)

Климентов П. П., Богданов Г. Я. Общая гидрогеология. М., «Недра», 1977, 357 с.

В учебнике изложены основы общей гидрогеологии: история развития советской гидрогеологической науки; общий круговорот воды в природе; строение подземной гидросферы; понятие о закономерностях движения подземных вод в зонах аэрации и насыщения; физические свойства и химический состав подземных вод; происхождение воды и формирование гидросферы на Земле; вопросы формирования химического состава подземных вод; основные типы подземных вод (грунтовые и артезианские); подземные воды мерзлой зоны литосферы; понятие о минеральных, промышленных и термальных водах; основные виды гидрогеологических работ и исследований.

При составлении учебника широко использовались результаты новейших теоретических, методических и производственных исследований.

В учебнике отражено содержание решений последних лет партии и правительства в части более широкого и рационального использования гидроминеральных ресурсов в народном хозяйстве. Освещены вопросы охраны подземных вод от истощения и загрязнения.

Учебник предназначен для студентов-гидрогеологов геологоразведочных и горных вузов; он может быть рекомендован также для инженерно-технических работников гидрогеологических и геологических партий и экспедиций.

Табл. 30, ил. 120, список лит. — 221 назв.

К $\frac{20806-187}{043\ (01)-77}$ 1—77

© Издательство «Недра», 1977

«Вода — первоначало всего, ибо она имеется везде, где есть жизнь; вода послужила началом земле и воздуху».

Фалес Милетский (624—547 гг. до н. э.)

«Подземные воды — это самое драгоценное полезное ископаемое».

А. П. Карпинский (1931 г.)

ПРЕДИСЛОВИЕ

Гидрогеология — наука о происхождении, условиях залегания, закономерностях распространения и движения подземных вод в земной коре, их физических свойствах, химическом, бактериальном и газовом составе, а также об их режиме и процессах взаимодействия с атмосферой, наземной гидросферой, биосферой, горными породами и веществом мантии Земли. Она изучает условия образования месторождений подземных вод, их роль в геологических процессах и формировании месторождений полезных ископаемых (рудных, нефтяных, газовых); разрабатывает методы поисков и разведки месторождений подземных вод различных типов, оценки их ресурсов, восполнения запасов, управления режимом и решает разнообразные задачи по инженерному обеспечению строительства, мелиоративного освоения земельных территорий и отработки месторождений полезных ископаемых.

Таким образом, гидрогеология, изучающая подземные воды как своеобразное природное вещество Земли и как наиболее важное полезное ископаемое, является одной из основных отраслей геологии и относится к циклу естественноисторических наук. Она тесно связана также с циклом гидрологических наук, изучающих поверхностные воды земной планеты. Исходя из необходимости всестороннего познания природы и удовлетворения требований практики, гидрогеология оформилась в самостоятельную науку, призванную способствовать наиболее полному и рациональному использованию подземных вод и других минерально-сырьевых ресурсов в интересах социалистического народного хозяйства [6, 11].

В книге нашли отражение решения последних лет партии и правительства в части дальнейшего совершенствования высшего и среднего специального образования, требования непрерывно развивающегося народного хозяйства, которое успешно и планомерно может расти только при нормальном обеспечении всевозрастающего водопотребления. Освещены вопросы охраны природы.

За последнее время по различным отраслям естественных наук и, в частности, по гидрогеологической опубликовано много теоретических, методических и фактических данных, позволяющих

в значительной мере более конкретно и целенаправленно осветить основные положения учебника.

Важными пособиями и руководствами при подготовке настоящей работы послужили учебники для геологоразведочных вузов, геологоразведочных факультетов горных вузов и университетов, написанные Ф. П. Саваренским, А. М. Овчинниковым, Г. В. Богомоловым, а также многие монографии и методические руководства.

Учебник «Общая гидрогеология» составлен в соответствии с учебной программой МГРИ. Он создан авторами под общей редакцией проф. П. П. Климентова. Глава VI подготовлена В. М. Коноповым.

Авторы выражают глубокую признательность А. А. Лучшевой, Б. Ф. Маврицкому, К. А. Чернявской, М. П. Максимовой и А. В. Макарову за просмотр отдельных глав учебника, ценные советы и замечания. С особой благодарностью авторы отмечают большую работу членов кафедры гидрогеологии и инженерной геологии ЛГИ проф. В. Д. Ламтадзе, проф. Н. И. Толстихина, доктора геолого-минералогических наук В. А. Кирюхина и членов кафедры гидрогеологии МГУ (проф. В. М. Шестаков и др.).

Авторы благодарны также Т. М. Богдановой за помощь при подготовке рукописи.

Отзывы и замечания следует направлять по адресу: 103912, Москва, Центр-3, ГСП, проспект Маркса, д. 18, Московский ордена Трудового Красного Знамени геологоразведочный институт им. С. Орджоникидзе, кафедра гидрогеологии и радиогидрогеологии.

ВВЕДЕНИЕ

Вода на земном шаре распространена весьма широко, она присутствует в различных сферах и имеет исключительно важное значение в развитии природы и жизни на Земле. Вода является непременной и весьма существенной составной частью физико-географических, геохимических и геологических процессов, протекающих на поверхности и в недрах Земли. Без воды немыслимо также существование и развитие преобладающего количества отраслей народного хозяйства. Все это привело к настоятельной необходимости тщательного изучения воды в многочисленных научных дисциплинах: климатологии, метеорологии, гидрологии, гидравлике, океанографии, гляциологии, физической географии, гидрохимии, гидрогеологии и др.

Об исключительно важном значении воды в процессах, происходящих в живой и неживой природе, не только написано много ценных монографий и брошюр специалистами-гидрогеологами и гидрологами, но и много прекрасных слов о воде сказано также писателями, поэтами, учеными и философами.

Так, известный французский писатель Антуан де Сент-Экзюпери, характеризуя исключительную роль воды в жизни на Земле, писал: «Вода! У тебя нет ни вкуса, ни цвета, ни запаха, тебя невозможно описать, тобой наслаждаются, не ведая, что ты такое. Нельзя сказать, что ты необходима для жизни: ты — сама жизнь. Ты наполняешь нас радостью, которую не объяснить нашими чувствами. С тобой возвращаются к нам силы, с которыми мы уже простились... Ты самое большое богатство на свете» (1939).

Академик А. И. Опарин считает, что «...именно вода гидросферы явилась той обязательной, незаменимой средой, в которой происходило формирование наиболее сложных органических соединений, послуживших в дальнейшем материалом для построения тел живых существ. Вода и сейчас является хотя наипростейшим, но количественно преобладающим химическим компонентом «живой материи» — всей совокупности организмов, населяющих нашу планету» [9].

Действительно, не менее $^2/_3$ всего живого на Земле составляет вода, содержание которой от 60% в сухопутных организмах до 99% и более во многих водных организмах. Человек на 71% по своей массе состоит из воды, а его кровь более чем на 90%. Недаром французский химик Р. Дюбуа еще в 1890 г. говорил, что жизнь это « ..одушевленная вода».

Академик В. И. Вернадский (1931 г.) подчеркивал особое положение воды в истории Земли. Он писал: «Природная вода как бы предназначена для жизни и с жизнью связана она одна из всех химических элементов». Значение воды в истории развития нашей планеты исключительно велико: «Нет природного тела, которое могло бы сравниться с ней по влиянию на ход основных самых грандиозных

геологических процессов». «Минералом жизни» назвал природную воду В. И. Вернадский [2].

В отношении влияния подземных вод на ход геологических процессов академик А. П. Виноградов утверждает, что «...ни один геологический процесс не может быть понят без изучения истории поведения воды в земной коре» [3].

А. В. Сидоренко отмечает, что в будущем значение гидрогеологии как науки несомненно возрастет и что уже «...в наше время вода становится важнейшим полезным ископаемым» [12].

Природные водные ресурсы СССР являются государственной собственностью, т. е. всенародным достоянием. Вода — одно из величайших богатств нашей страны, она служит источником здоровья, удовлетворения широчайших потребностей людей, развития промышленного и сельскохозяйственного производства. Нет и не может быть ни одной отрасли в народном хозяйстве, которая не была бы теснейшим образом связана с использованием в том или ином количестве природных вод. В народном хозяйстве и быту широко используются поверхностные и подземные пресные воды.

Общие запасы воды на нашей планете достигают астрономической цифры — около 1,5 млрд. км³ (см. гл. II). На каждого жителя Земли (из расчета, что население земного шара составляет 3,5 млрд. человек) приходится более 400 млн. км³ воды. Следует, однако, подчеркнуть, что около 98% всех запасов составляют воды океанов, морей (1,37 млрд. км³) и соленые подземные воды (60 млн. км³). Пресной воды на Земле всего лишь 28,25 млн. км³. Существенно отметить также, что большое количество пресных вод находится в виде ледников в Антарктиде, Арктике, на острове Гренландия и в горных странах, т. е. в местах, труднодоступных для использования их в крупных масштабах. Значительное количество подземной воды прочно удерживается молекулярными и электрическими силами пород, такую воду практически использовать невозможно.

В настоящее время доступны для использования только 826 тыс. км³ воды, т. е. менее 3% общего количества ее [1, 6, 10].

Согласно расчетам М. И. Львовича (1974 г.) потребление пресной воды в мире составляет 3300 км³/год, что соответствует 1100 м³/год на одного человека.

Население земного шара ежесуточно потребляет свыше 8 млрд. м³ воды, т. е. примерно столько же, сколько добывается всех остальных видов полезных ископаемых за год. Из этого количества потребляемой в мире воды около 1,6 млрд. м³ приходится на подземные воды [10, 14].

Важно указать, что пресные воды на земном шаре распределены весьма неравномерно. Известно, что почти 60% поверхности суши занято засушливыми территориями (полупустынями и пустынями). В этих районах население испытывает недостаток в питьевой воде. Вот почему такой международный орган, как ЮНЕСКО, расценивает проблему обеспечения человечества пресной водой наравне с важнейшей проблемой борьбы с голодом.

В СССР для всех технических и бытовых нужд в настоящее время каждые сутки используется около 1000 млн. м³ воды. Это количество воды примерно равно речному стоку р. Волги. Существенно подчеркнуть к примеру, что только г. Москва ежесуточно потребляет около 3,5 млн. м³ пресной питьевой воды, из которых 830 тыс. м³ приходится на подземные воды.

Общие ресурсы подземных вод точно еще не подсчитаны: по предварительным прогнозным данным, выполненным сотрудниками Всесоюзного научно-исследовательского института гидрогеологии и инженерной геологии Министерства геологии СССР (ВСЕГИНГЕО), они составляют около 7000 м³/с, из которых в настоящее время для целей водоснабжения, орошения и обводнения используется около 400 м³/с. Из общего количества прогнозных ресурсов около 50% находится на территории европейской части Советского Союза и примерно 29% — на площадях республик Средней Азии и Казахстана.

Таблица 1

Наименование продукции	Потребляемое количество воды (в м³) на изготовление 1 т продукции
Химическое волокно	2000—5600
Каучук	2100—2400
Алюминий	1500
Бумага	450—1000
Никель	800
Медь	500
Сталь	150—200
Чугун	150—200

Потребление воды на душу населения непрерывно возрастает. В крупных городах областного значения с канализацией и столичных городах оно составляет 100—600 л/сут на человека; если при этом учесть водопотребление промышленностью и сельским хозяйством, то суммарный расход ее окажется еще выше и примерно составит 6500 л/сут на одного человека. Чтобы поддержать жизнь одного человека, необходимо ежегодно почти 2700 м³ воды.

Средний расход воды на 1 га искусственно орошаемых посевных земель примерно составляет 2000 м³ воды в год. Для выращивания 1 т пшеницы (зерна) требуется 1800 м³ воды, 1 т риса — 5000 м³ и 1 т хлопка-сырца — 7500 м³; для получения 1 т мяса — 20 000 м³.

Огромное количество воды расходуется промышленностью. Потребное количество в воде некоторых производств характеризуют следующие показательные цифры (табл. 1).

Рост населения, бурное развитие промышленности и увеличение площадей орошаемых земель в сельскохозяйственных районах ежегодно приводят к резкому повышению потребности в воде во многих областях земного шара.

Рассмотрим, насколько обеспечены естественными водными ресурсами некоторые страны мира. Для примера возьмем СССР и США.

В части обеспечения естественными водными ресурсами СССР находится в более благоприятных условиях, чем США. Так, валовое потребление воды народным хозяйством Советского Союза

в настоящее время составляет примерно 260 км³/год; к 2000 г. оно значительно возрастет; США уже теперь используют около 400 км³/год воды, а к 2000 г. эта цифра составит 1000 км³/год. По расчетам специалистов общие водные ресурсы в США составляют 1500 км³/год, а в СССР — 4340 км³/год, из которых 910 км³/год приходится на подземные воды.

В СССР для хозяйственных и производственных нужд около 82—84% воды забирается из поверхностных водотоков и водоемов, а остальные 16—18% обеспечиваются за счет подземных вод. Существенно, однако, подчеркнуть, что в настоящее время наметилась тенденция резкого увеличения использования подземных вод. Это обстоятельство вызвано как наиболее высоким их качеством, так и большей надежностью в санитарном отношении.

В последние годы дефицит в чистой пресной воде испытывают уже многие промышленно развитые страны мира (ФРГ, Бельгия, Голландия, некоторые штаты США и др.), где еще совсем недавно ее было более чем достаточно.

В значительной степени недостаток чистой пресной воды обусловлен не только ростом промышленности и развитием орошаемого земледелия, но также и всевозрастающим загрязнением пресных вод сточными водами промышленных предприятий и хозяйственно-бытовыми водами крупных населенных пунктов. М. И. Львовичем (1974 г.) установлено, что каждый кубометр неочищенных сточных вод загрязняет до 40—60 м³ чистых природных вод.

По мере увеличения объема сточных вод промышленных предприятий во многих странах подвергаются загрязнению реки, озера, водохранилища и даже подземные воды.

Американский ученый Генри Стилл предполагает, что в ближайшие 15—20 лет Америке угрожает нехватка чистой пресной воды в национальном масштабе. В связи с тем, что в реки ФРГ ежегодно сбрасывается около 17 млн. м³ отходов и вредных химических веществ, снабжение населения питьевой водой в этой стране принимает критический характер, в связи с чем этим жизненно важным вопросом вынуждено заниматься правительство ФРГ.

Стремительное развитие индустрии в нашей стране, равно как и в других странах, остро поставило перед обществом проблему пресной воды, борьбу с загрязнением и истощением водных запасов и неукоснительное выполнение в более широком масштабе мероприятий по охране природы. Очистка сточных вод приобретает первостепенное народнохозяйственное значение [7, 8].

Во многих капиталистических странах, в частности в США, задача по очистке вод рек и озер является практически трудно выполнимой по причине чрезвычайно высокой стоимости. (В США на очистку водотоков и водоемов в настоящее время требуется 250—500 млрд. долл.).

В социалистическом обществе, имеющем возможность более целесообразно распределять национальный доход и планировать распределение средств на решение основных проблем, возникающих в процессе его развития, крупные народнохозяйственные проблемы

разрешаются более просто и по единому государственному плану. Широко известно, например, что вскоре после Великой Октябрьской социалистической революции в «Декрете о лесах», подписанном в мае 1918 г. В. И. Лениным и Я. М. Свердловым, предусматривались меры по защите вод от загрязнения. Этим декретом в законодательном порядке устанавливались запретные охранные полосы по берегам рек, каналов, озер и водохранилищ.

Очень большое внимание В. И. Ленин уделял возможности использования воды для целей орошения земельных массивов. В мае 1918 г. Советом Народных Комиссаров был издан декрет об организации оросительных работ в Туркестане [13]. Об этом также свидетельствует содержание письма, написанного В. И. Лениным в апреле 1921 г. коммунистам Азербайджана, Грузии, Армении, Дагестана, Горской Республики: «Орошение особенно важно, чтобы поднять земледелие и скотоводство во что бы то ни стало». «Орошение больше всего нужно и больше всего пересоздаст край, возродит его, похоронит прошлое, укрепит переход к социализму» *. Важно подчеркнуть и то обстоятельство, что в мае 1919 г. В. И. Лениным был подписан декрет СНК «Об учете буровых на воду скважин» («Известия», № 105 от 17 мая 1919 г.), в котором Научно-техническому отделу ВСНХ предписывалось в срочном порядке учесть все буровые на воду скважины.

Идеи В. И. Ленина в отношении охраны природы получили отражение в решениях партии и правительства. Партия повышает требовательность к плановым, хозяйственным органам и проектным организациям в части проектирования и строительства новых и улучшения работы действующих предприятий под углом зрения решения проблемы охраны природы. Не только мы, но и последующие поколения должны иметь возможность пользоваться всеми благами, которые дает прекрасная природа нашей страны.

Важно подчеркнуть, что в истекшей пятилетке большое внимание уделялось контролю за охраной подземных вод от истощения и загрязнения. Такой контроль проводится гидрогеологическими станциями Министерства геологии СССР.

Согласно генеральной схеме комплексного использования и охраны водных ресурсов в текущей пятилетке количество подземных вод, используемых для целей водоснабжения и орошения земель, возрастет на 360—400 м³/с. В связи с этим в настоящее время осуществляется разведка месторождений подземных вод с общим расходом не менее 500—600 м³/с, в том числе 120—150 м³/с для сельскохозяйственного водоснабжения и орошения.

По назначению и степени детальности проектной разработки могут быть приняты два основных вида схем комплексного водопользования и их охраны: генеральные и бассейновые (территориальные) [8]. Схемы комплексного использования и охраны вод должны

---

* В. И. Ленин. Полн. собр. соч., изд. 5-е, т. 43. М., Изд-во политической литературы, 1974, с. 199—200.

также содействовать рациональному размещению новых промышленных, энергетических и других крупных народнохозяйственных объектов в районах, где потребность их (объектов) в воде может быть удовлетворена с наибольшим техническим и экономическим эффектом и в максимальной степени с учетом комплексного, а не узкоотраслевого использования водных ресурсов.

В 1959 г. было принято Постановление Совета Министров СССР «Об усилении государственного контроля за использованием подземных вод и о мероприятиях по их охране». В 1960 г. Совет Министров СССР принял постановление «О мерах по упорядочению использования и усилению охраны водных ресурсов СССР». В этом же году Верховным Советом РСФСР был принят закон «Об охране природы в РСФСР», в котором значительное место отведено вопросам охраны водных запасов.

Огромное значение в деле охраны вод от загрязнения, засорения и истощения имеет закон «Основы водного законодательства СССР и союзных республик», рассмотренный и утвержденный Верховным Советом СССР в декабре 1970 г. и введенный в действие с 1 сентября 1971 г. В Основах водного законодательства подчеркивается, что природные воды являются общенародным достоянием. Их рациональное использование и охрана от загрязнения признаются делом большой государственной важности. Первоочередным принципом этого законодательства является удовлетворение питьевых, бытовых и хозяйственных нужд населения.

Основы водного законодательства четко регламентируют регулирование водных отношений с целью обеспечения наиболее рационального использования водных ресурсов для водоснабжения населения и народного хозяйства, охраны вод от загрязнения и истощения, предупреждения вредного воздействия вод, улучшения состояния водных объектов, а также охраны прав предприятий, организаций, учреждений и граждан, укрепление законности в области водных отношений.

В соответствии с новым водным законодательством все воды (поверхностные, подземные, а также ледники) находятся в исключительной собственности государства, составляют единый государственный водный фонд и предоставляются государством только для использования [7, 13].

О порядке использования и охране вод в ст. 8 Основ записано: «Государственный контроль за использованием и охраной вод имеет своей задачей обеспечить соблюдение всеми министерствами, ведомствами, государственными, кооперативными, общественными предприятиями, организациями, учреждениями и гражданами установленного порядка пользования водами, выполнение обязанностей по охране вод, предупреждению и ликвидации их вредного воздействия, правил ведения учета вод, а также иных правил, установленных водным законодательством» [8].

Основы водного законодательства кроме «Общих положений» содержат еще четыре раздела: 1) водопользование; 2) охрана вод и предупреждение их вредного воздействия; 3) государственный

учет и планирование использования вод; 4) ответственность за нарушение водного хозяйства (всего 46 статей).

Особое внимание в Основах водного законодательства уделяется регламентированию правил и условий использования различных по назначению подземных вод (пресных питьевого качества, минеральных и др.) и их охране. В соответствии со статьей 21 Основ водного законодательства использование подземных вод питьевого качества для нужд, не связанных с питьевым и бытовым водоснабжением, как правило, не допускается. Только в районах, где отсутствуют поверхностные водные источники, а запасы подземных вод питьевого качества достаточно велики, органы надзора по регулированию использования и охране вод могут разрешать эксплуатацию этих вод для других нужд с соблюдением правил охраны подземных вод от загрязнения и истощения. Использование минеральных (лечебных) вод разрешается только по их прямому назначению (ст. 22).

Подземные пресные, минеральные, промышленные и термальные воды, не отнесенные к категории питьевых вод, могут в установленном порядке использоваться для технического водоснабжения, извлечения содержащихся в них химических элементов, получения тепловой энергии и других производственных нужд с соблюдением требований рационального использования и охраны вод (ст. 24).

Сброс сточных (промышленных) вод в водную среду (реки, озера и т. д.) разрешается только после соответствующей их очистки и при устранении опасности загрязнения водных объектов. При опасности загрязнения поверхностных или подземных вод сброс сточных вод может быть ограничен, остановлен или запрещен, вплоть до закрытия производственных предприятий, осуществляющих такой сброс.

Если при проведении буровых и других видов горных работ, связанных с поисками, разведкой и эксплуатацией месторождений полезных ископаемых (газа, нефти, угля и др.), будут вскрыты подземные воды, то организации, проводящие такие горные работы, обязаны немедленно сообщить об этом органам по регулированию, использованию и охране вод и принять меры к охране подземных вод в установленном законом порядке. Скважины, дающие воду самоизливом, подлежат оборудованию регулирующими устройствами, консервации или ликвидации (ст. 39).

Одной из основных задач, на целесообразность выполнения которой ориентируют Основы водного законодательства, должно являться комплексное и рациональное использование водных ресурсов страны. При комплексном освоении вод оказывается экономически целесообразным использование водных объектов и водных ресурсов для решения самых разнообразных народнохозяйственных задач; рациональное водопотребление предусматривает научно обоснованное и экономически наиболее эффективную эксплуатацию водных ресурсов.

В настоящее время выполнение основных задач по регулированию использования вод и организации их охраны возложены на Министерство мелиорации и водного хозяйства СССР и систему его

республиканских и местных органов. Как на одно из важнейших положений водного законодательства, необходимо указать на бассейновый принцип как научную основу построения органов государственного управления в области регулирования, использования и охраны вод, подтвержденную многолетней положительной практикой в отдельных областях страны. Несомненно, значительное влияние в этом важном мероприятии окажут специалисты в области ведения водного хозяйства (гидротехники, гидрологи, гидрогеологи и др.).

В 1971—1972 гг. ЦК КПСС и Совет Министров СССР приняли два постановления: 1) «О дополнительных мерах по обеспечению рационального использования и сохранению природных богатств бассейна озера Байкал» и 2) «О мерах по предотвращению загрязнения бассейнов рек Волги и Урала неочищенными сточными водами». В последнем постановлении были установлены конкретные задания министерствам и ведомствам СССР на 1972—1975 гг. по строительству очистных сооружений на 421 предприятии и 15 городских очистных сооружений.

В 1972 г. Верховный Совет СССР принял также постановление «О мерах по дальнейшему улучшению охраны природы и рациональному использованию природных ресурсов». В этом постановлении подчеркивается, что рациональное использование, сохранение и воспроизведение природных ресурсов, бережное отношение к природе — составная часть программы строительства коммунизма в СССР.

В декабре 1972 г. Центральный Комитет КПСС и Совет Министров СССР приняли развернутое постановление «Об усилении охраны природы и улучшении использования природных ресурсов». В этом постановлении уточняются функции министерств и ведомств в области охраны природы и обеспечения рационального использования природных ресурсов. Установлено, что Министерство мелиорации и водного хозяйства СССР осуществляет государственный контроль за рациональным использованием вод, за проведением мероприятий по охране водоемов от загрязнения, засорения и истощения, а также за работой очистных сооружений и сбросом сточных вод.

За годы Советской власти в системе различных министерств и ведомств, геологии, здравоохранения, сельского хозяйства, мелиорации и водного хозяйства и др.) созданы научно-исследовательские институты и проектные организации, занимающиеся разрешением многих весьма различных по содержанию водохозяйственных проблем: Всесоюзный научно-исследовательский институт гидрогеологии и инженерной геологии Министерства геологии СССР (ВСЕГИНГЕО); Всесоюзный научно-исследовательский институт водоснабжения, канализации, гидротехнических сооружений и инженерной гидрогеологии (ВОДГЕО); Второе гидрогеологическое управление Министерства геологии СССР; Институт водных проблем Академии наук СССР, а также крупные проектные институты (Гипроводхоз, Водоканалпроект, Гидропроект) и другие учреждения.

Было также разработано много новых инструкций, положений, норм, стандартов, требований и других документов, рег-

ламентирующих порядок использования и охрану водных ресурсов.

В социалистическом обществе, где интересы государства и народа едины, даже в отдаленной перспективе проблема пресной воды вполне выполнима. Для ее решения необходимо неукоснительное выполнение следующих основных научно-технических и народнохозяйственных задач:

1) продолжить работы в большем объеме по региональному изучению закономерностей распространения подземных вод всех типов на территории СССР;

2) совершенствовать методику проведения поисков, разведки и оценки запасов пресных, минеральных, промышленных и термальных подземных вод;

3) усовершенствовать кондиционные требования по методике проведения гидрогеологической съемки и гидрогеологическим картам различного масштаба;

4) провести оценку запасов пресных вод на всей территории СССР и осуществить мероприятия по их перераспределению по отдельным регионам;

5) усилить охрану вод от истощения и загрязнения;

6) проводить строжайшую экономию водных запасов;

7) взять на учет запасы слабосолоноватых и соленых вод с общей минерализацией до 35 г/л, которые легче по сравнению с океаническими и морскими могут быть подвергнуты опреснению;

8) продолжать исследования по дальнейшей разработке наиболее эффективных методов опреснения соленых вод (включая и подземные);

9) разрабатывать наиболее эффективные искусственные методы пополнения запасов пресных подземных вод;

10) систематизировать и обобщать материалы по истощению и загрязнению подземных вод на территории СССР;

11) продолжить разработку методики геологических и гидрогеологических исследований, выполняемых с целью изучения природных условий для захоронения вредных промышленных отходов в глубоко залегающие пласты горных пород.

В последнее время проблема воды становится одной из важнейших на Земле, она выдвинута в число мировых проблем первостепенной важности и решается под эгидой Организации Объединенных Наций. ЮНЕСКО период 1965—1975 гг. был объявлен Международным гидрологическим десятилетием, в течение которого учеными разных стран проводилось определение запасов природных вод, в том числе и подземных.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Богомолов Г. В. Гидрогеология с основами инженерной геологии. Изд. 3-е. М., «Высшая школа», 1966. 320 с. с ил.

2. Вернадский В. И. Избр. соч. «История природных вод». т. IV. Кн. 2. М., Изд-во АН СССР, 1960. 651 с. с ил.

3. Виноградов А. П. Результаты и прогнозы в геологии. — В кн.: Успехи геологии в развитии минерально-сырьевой базы СССР. М., «Наука», 1969, с. 7—18 с ил.

4. Гордеев Д. И. Подземная вода по воззрениям М. В. Ломоносова. — «Труды Лабор. гидрогеол. проблем им. Ф. П. Саваренского». Т. 1, 1948, с. 233—244.

5. Григорьев С. М. Роль воды в образовании земной коры. М., «Недра», 1971. 264 с. с ил.

6. Климентов П. П. Общая гидрогеология. Изд. 3-е. М., «Высшая школа», 1971. 224 с. с ил.

7. Колбасов О. С. Водное законодательство в СССР. М., «Юридическая литература», 1972. 216 с.

8. Новое в водном законодательстве. Советское законодательство. М., «Юридическая литература», 1972. 96 с.

9. Опарин А. И. Возникновение жизни на Земле. Изд. 3-е. М., Изд-во АН СССР, 1957. 458 с. с ил.

10. Павлов Ю. Сколько воды нужно людям? — «Наука и жизнь», 1970, № 8, с. 58—64.

11. Саваренский Ф. П. Гидрогеология. Изд. 2-е. ГОНТИ, 1935. 336 с. с ил.

12. Сидоренко А. В. Геология в 2000 году. — «Наука и жизнь», 1971, № 2, с. 27—32.

13. Синягин Г. П. В. И. Ленин о водных ресурсах. «Изв. вузов. Геология и разведка», 1970, № 4, с. 24—29.

14. Синягин Г. П. Водные ресурсы СССР, их использование и охрана. О-во «Знание» РСФСР, М., 1972. 40 с.

15. Чирвинский П. Н. Учебник гидрогеологии. Гос. изд-во Рост.-на-Дону отделение, 1922. 74 с. с ил.

Глава I

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ И ПУТИ РАЗВИТИЯ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОЙ НАУКИ

Гидрогеология, как и многие другие научные и прикладные дисциплины, возникла и развивалась из необходимости удовлетворения многочисленных запросов народного хозяйства. Первые сведения о подземных водах существовали, по-видимому, уже в глубокой древности. Они заключались в умении по небольшому числу местных примет выбирать участки для заложения копаных колодцев, а позднее — для заложения кяризов * и буровых скважин. Практические навыки добывания подземной воды несомненно быстрее развивались в засушливых районах, где было мало поверхностных вод. Такие районы в нашей стране расположены на юго-востоке; они характеризуются редкими поверхностными водотоками и локальным распространением пресных подземных вод. Нельзя считать случайным и то обстоятельство, что большинство поселений (в том числе и столичных городов) расположено по берегам рек и речек. Здесь легко использовать наряду с поверхностными водами и пресные подземные воды, залегающие часто на незначительной глубине в песчаных отложениях. Нередко у основания склонов речных долин выходят источники с водой высокого качества. Воды этих источников широко используются для водоснабжения и других целей. Поверхностные водотоки удобно также использовать для сброса бытовых вод.

Из истории известно, что центры древней цивилизации нередко располагались на площадях, где легко можно было добывать не только поверхностную, но и подземную воду. В отдельных районах развитие цивилизации прекращалось, если исчерпывались запасы водных источников.

При кочевом образе жизни пресную подземную воду добывали для бытовых нужд, с развитием оседлости стали использовать эту воду и для орошения земель. Там, где не было соляных залежей, добывали соль путем выпаривания воды соленых источников. По мере увеличения численности населения возрастала потребность в добыче соли. Тогда стали закладывать на подземные рассолы копаные колодцы и рассолоподъемные скважины.

В глубоких пластах горных пород относительно часто вскрываются скважинами теплые и горячие воды, а иногда соленые воды и рассолы, содержащие редкие элементы (иод, бром и др.); термальные воды используются для теплофикации населенных пунктов и в сельском хозяйстве, а соленые воды и рассолы — в промышленности [3].

---

* Кяризы — водозахватные сооружения, служащие для собирания подземных вод и вывода их самотеком на поверхность земли.

В некоторых районах СССР (Старая Русса, Сольвычегодск, Тотьма, Солигалич, Соликамск и др.), где ранее проводилось выпаривание соли из подземных рассолов, и до настоящего времени сохранилась часть буровых скважин, закрепленных деревянными сверленными трубами, из которых вытекает соленая вода.

На Дальнем Востоке на площадях соляных залежей большое практическое значение имеет выпаривание соли из высокоминерализованных вод горячих источников (за счет их тепла). Теплом горячих источников можно также пользоваться для выпаривания соли из морской воды, подаваемой по трубам к выходам горячих источников. Последнее мероприятие в течение многих лет успешно практикуется в Японии.

В истории изучения подземных вод в СССР выделяют два периода: дореволюционный и послереволюционный.

В дореволюционном периоде можно выделить три этапа изучения подземных вод: 1) накопления опыта использования подземных вод (X—XVII вв.); 2) первых научных обобщений сведений о подземных водах (XVIII — середина XIX в.); 3) становление гидрогеологии как самостоятельной науки (вторая половина XIX и начало XX вв.) [1, 2].

Этап накопления опыта использования подземных вод. Известно, что в Древней Руси на севере уже в XII в. (1137 г.) осуществлялась проходка буровых скважин на рассолы (Соловецкий монастырь, побережье Белого моря, устье Северной Двины).

Древние скифы в степных южных районах рыли колодцы глубиной 11 м и более. В Средней Азии в глубокой древности проходились колодцы глубиной до 200 м. У подножия Копет-Дага и на Кавказе сооружались водосборные подземные галереи (кяризы), которые используются и в наши дни.

В X—XVI вв. пресные грунтовые воды уже широко использовались в Русском государстве. В XI—XII вв. на Руси появились водопроводные сооружения в Новгороде. В конце XV в. был оборудован водопровод в Московском Кремле. С XVI в. известны водопроводы в Соловецком монастыре и Троицко-Сергиевской лавре.

Судя по новейшим данным, строительство водопроводов на Руси проводилось значительно раньше указанных сроков. Так, например, археологическими находками в районе г. Керчи установлен древний водопровод, который был сооружен свыше 2000 лет назад [6].

В Армении в г. Ван (б. Семирамида) водопровод построен за восемь веков до н. э. Он состоит из открытых и подземных водоводов и акведуков общей протяженностью 70 км. Важно подчеркнуть, что этот водопровод бесперебойно работает и до настоящего времени.

Остатки старинных водопроводов, колодцев, буровых скважин, фонтанов и каптажных сооружений свидетельствуют о высоком техническом уровне и мастерстве русских людей и других народов, населяющих нашу страну, умении использовать подземные воды для водоснабжения, добычи солей и минеральных (лечебных) вод.

Так постепенно в Древней Руси накапливался народный опыт использования подземных вод, воспитывались знатоки и умельцы по водному делу, создавались кадры самобытных мастеров по вскрытию и использованию подземных вод.

Этап первых научных обобщений сведений о подземных водах. В конце XVII и начале XVIII вв., особенно при Петре I, сооружаются крупные водопроводы — Петергофский и Лиговский, которые использовали поверхностные и грунтовые воды окрестностей Петербурга. В это время проводятся также исследования минеральных вод. В 1718 г. был открыт первый государственный курорт в Карелии («марциальные» — железистые воды), а затем и в г. Липецке. В указанное время начинают изучать также источники минеральных вод на Северном Кавказе.



М. В. Ломоносов (1711—1765)

Большое значение в изучении подземных вод различных районов России имели экспедиции Российской Академии наук, учрежденной в 1724 г. Экспедиции Академии наук направлялись для проведения исследований в различные районы страны, в которых работали крупные ученые геологи и среди них С. П. Крашенинников, И. И. Лепехин, Н. Я. Озерецковский, В. Ф. Зуев, Н. П. Рычков, П. С. Паллас и др.

Такими экспедициями не только проводились географические и геологические исследования, но и собирались данные о пресных и минеральных подземных водах, а также высказывались рекомендации о целесообразности их использования. В частности, описывались источники подземных вод. В этих трудах обнаруживаются первые попытки установления причинной связи между различными явлениями природы и подземными водами. В указанное время зародилась идея о зависимости химического состава грунтовых вод от физико-географических условий (В. Ф. Зуев).

Значение подземных вод в геологических процессах впервые было отмечено еще в 1757—1759 гг. гениальным русским ученым академиком М. В. Ломоносовым. В работе «Слово о рождении металлов от трясения земли» М. В. Ломоносов писал: «...между тем

дождевая вода сквозь внутренности горы процеживается и распущенные в ней минералы несет с собой, и в оные расселины выжиманием или капаньем вступает; каменную материю в них оставляет таким количеством, что в несколько времени выполняет все оные полости. Удостоверяет о сем повседневное искусство рудокопов, которые в рудниках... весьма часто находят новые минералы, которыми не токмо разбитыя старые руды, в кучу собранные, снова срастаются, но и старые рудники новою материею наполняются» [2, 7].

В этой работе М. В. Ломоносов следующим образом охарактеризовал взаимодействие подземных вод с горными породами: «...ибо дождевая вода, когда горы пронизает, тончайшия земляные частицы, из которых камни оседаются в себе разводит и от тех силу получает другие тела претворять в камень, оставляя в их скважинах оные частицы, которые прежде из каменной горы взяла с собой».

Итоги исследований, проводившихся экспедициями Российской Академии наук на рубеже XVIII и XIX столетий, были обобщены в работе известного минералога академика В. М. Севергина. В ней один из разделов посвящен описанию вод Российского государства. В. М. Севергин в монографии «Способ испытывать минеральную воду» (СПб, 1800 г.) дал первую классификацию подземных минеральных вод.

К концу характеризуемого этапа в результате бурения скважин для водоснабжения городов и сельских местностей были получены новые данные по геологии и глубоким подземным водам европейской части России, при этом выявлены некоторые артезианские бассейны (см. гл. XII). Таким путем были собраны первые данные для обоснования прогнозов получения артезианских вод (Г. Е. Щуровский, Г. П. Гельмерсен, Г. Д. Романовский и др.).

Так в составе естественных наук начала зарождаться самостоятельная наука о подземных водах (геология подземных вод).

Этап становления гидрогеологии как самостоятельной науки. После отмены крепостного права в России (1861 г.) начинает бурно развиваться капитализм. Возводятся промышленные предприятия, растут города, строятся железные дороги, осуществляется в некоторых районах осушение (Полесье) и орошение (юг России, Средняя Азия) земельных площадей.

В связи с этим возникает необходимость более широкого использования подземных вод. Возрастающая потребность получения больших количеств высококачественной воды способствует совершенствованию техники бурения скважин на воду.

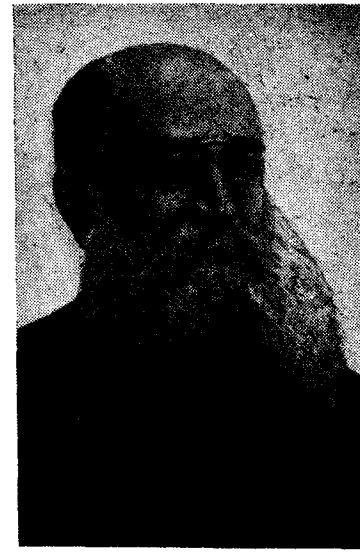
Именно в 60-х годах XIX в. укрепляется сначала как прикладная ветвь геологии наука, изучающая подземные воды — гидрогеология; Г. П. Гельмерсен дает первое определение этой новой отрасли естественных знаний.

На дальнейшее развитие геологической науки и становление гидрогеологии значительное влияние оказал Геологический комитет, организованный в 1882 г.

Большую роль в становлении гидрогеологической науки сыграла деятельность ученых: И. В. Мушкетова, Н. А. Соколова, Г. Е. Щу-

ровского, В. Д. Соколова, С. Н. Никитина, Н. Ф. Погребова, В. В. Докучаева и др.

Особое значение в развитии гидрогеологии имели работы С. Н. Никитина. В 1880—1890 гг. он впервые выполнил широкие обобщения по артезианским и грунтовым водам европейской части России. Эти обобщения позволили ему на огромной территории нанести контуры основных артезианских бассейнов. С. Н. Никитин впервые опубликовал несколько содержательных работ по подземным водам верховьев рек Волги, Днепра, Оки и Сызрани, которые дополнялись детальными картами.



С. Н. Никитин (1851—1909)

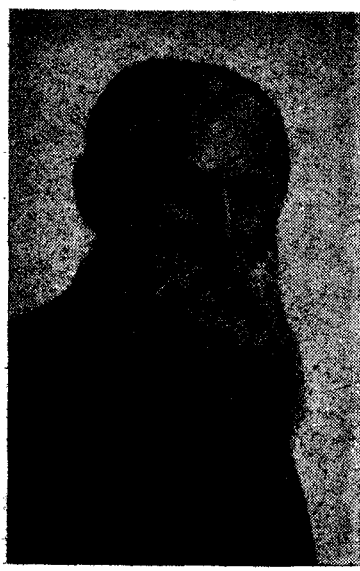
Им издана монография, в которой освещены каменноугольные отложения и артезианские воды окрестностей г. Москвы. Дату выхода в свет этой монографии принято считать началом изучения Московского артезианского бассейна. Им написана сводная работа «Грунтовые и артезианские воды на Русской равнине» (1900 г.). При его участии в 1887—1888 гг. проводились детальные гидрогеологические изыскания в районе Мытищинского водозабора с целью усиления водоснабжения г. Москвы. С. Н. Никитина можно считать одним из основоположников курса русской региональной гидрогеологии.

О научной и практической деятельности С. Н. Никитина известный историк Д. И. Гордеев пишет: «...по ширине регионального синтеза, глубине мысли, размаху научной и организационной деятельности с ним некого поставить рядом из ученых Европы или США в области науки о подземных водах» [2].

Вместе с С. Н. Никитиным длительное время работал Н. Ф. Погребов, который был известным геологом, гидрогеологом, ученым, педагогом и гражданином; за участие в деле А. И. Ульянова он был сослан в Архангельскую губернию. Н. Ф. Погребов в течение 50 лет работал в системе Геологического комитета, являясь организатором и первым председателем гидрогеологической секции Геолкома; продолжительное время он был профессором Ленинградского горного и Географического институтов. Н. Ф. Погребов также является одним из основоположников отечественной региональной гидрогеологии. Плодотворными для гидрогеологической науки явились идеи В. В. Докучаева о естественноисторической зональности в природе, которые нашли широкое применение при разрешении многих теоретических и практических задач.

Ученик В. В. Докучаева П. В. Отоцкий впервые установил, что грунтовые воды так же, как климат, почвы, растительность, животный мир, подчиняются при размещении общей географической зональности.

В описываемый этап продолжаются исследования кавказских минеральных вод (А. Н. Огильви, А. П. Герасимов, Н. Н. Славянов и др.). В результате этих работ были опубликованы ценные сведения по условиям залегания, генезису и каптажу минеральных вод.



Н. Ф. Погребов (1860—1942)

В 1914 г. на инженерном факультете Московского сельскохозяйственного института (ныне Московский гидромелиоративный институт) была организована первая в России кафедра гидрогеологии.

Большое значение для развития нового направления в гидрогеологии имели работы политического ссыльного геолога А. В. Львова. В 1916 г. он опубликовал сводную работу о подземных водах «вечной» мерзлоты и положил начало новой ветви гидрогеологии — криогидрогеологии, которая успешно развивается его учениками и последователями.

Период после Великой Октябрьской социалистической революции может быть подразделен на два этапа: довоенный и послевоенный.

Довоенный этап (1917—1941 гг.) характеризуется бурным развитием гидрогеологии. В первые же годы существования Советской власти гидрогеологические исследования становятся делом государственной важности.

Для подготовки инженеров-гидрогеологов в 1920 г. в Московской горной академии была учреждена гидрогеологическая специальность; несколько позднее она была введена в некоторых институтах и университетах страны. В институтах в это время преподавали наиболее видные гидрогеологи: Ф. П. Саваренский, Н. Ф. Погребов, А. Н. Семихатов, В. С. Ильин и др., внесшие особенно ценный вклад в развитие советской гидрогеологии.

К началу первой пятилетки (1928 г.), а также в течение последующих пятилеток большие гидрогеологические исследования проводились в Донбассе (Н. С. Токарев, Д. И. Щеголев, Г. П. Синягин и др.); Восточном Закавказье (Ф. П. Саваренский, В. А. Приклонский и др.); в районе Копет-Дага (И. И. Никшич); в Средней Азии (Е. В. Иванов, О. К. Ланге и др.); Воронежской области (А. А. Дубянский и др.); на севере Украины (Н. А. Плотников, К. И. Маков и др.); в Казахстане (А. А. Козырев, Б. К. Терлецкий и др.); Турк-

мении (П. И. Васильевский и др.). Аналогичные работы выполнялись и во многих других областях страны.

Полученные данные по гидрогеологическим исследованиям указанных областей дали возможность опубликовать сводные работы по гидрогеологии крупных регионов.

Для дальнейшего развития гидрогеологии огромное значение имел Первый всесоюзный гидрогеологический съезд, проходивший в 1931 г. в Ленинграде. Часть докладов была опубликована в трудах съезда.

В 30-х годах впервые были составлены сводные карты (гидрогеологическая, минеральных вод, гидрогеологического районирования), которые имели большое значение для планирования дальнейших гидрогеологических исследований.

В отмеченные годы наряду с появлением гидрогеологических описаний крупных регионов СССР были подготовлены к печати под редакцией Н. И. Толстихина и начали издаваться тома «Гидрогеологии СССР». До Великой Отечественной войны было издано 12 выпусков этой крупной сводной монографии [1].

В годы Советской власти создаются теоретические основы гидрогеологии и происходит становление различных ее научных и методических курсов [5, 10].

Таким образом, уже в предвоенные годы гидрогеология становится самостоятельной наукой, включающей различные научно-методические дисциплины.

Послевоенный этап в связи с осуществлением глубокого бурения характеризуется накоплением материалов по глубоко залегающим частям водонапорных систем, их анализом и систематизацией.

После окончания Великой Отечественной войны публикуется много сводных работ по подземным водам отдельных крупных регионов, особенно по европейской части Советского Союза (Н. К. Игнатович, М. А. Гатальский, А. И. Силин-Бекчурин, К. И. Маков, Т. П. Афанасьев и др.).

В течение этого этапа гидрогеологические исследования ведутся на научной основе; они характеризуются широким размахом работ, большим разнообразием тематики исследований и комплексностью их проведения. Ценная информация по глубоким частям геологического разреза получена в процессе проходки нефтегазопоисковых и геоструктурных скважин.

В последние годы в среднем по стране единовременно работает более 650 гидрогеологических партий и экспедиций. Ежегодно государственной гидрогеологической съемкой покрывается более 550 тыс. км^2 площади, а для целей изучения подземных вод бурится свыше 1,5 млн. скважин, не считая многочисленных скважин, сооружаемых для мелкого водоснабжения [1].

Для глубокого научного анализа и широкого регионального обобщения материалов по подземным водам было принято решение подготовить к опубликованию 45 томов «Гидрогеологии СССР» и, кроме того, составить пять сводных томов. Эта колоссальная

работа успешно выполняется. Все тома названной монографии, кроме сводных, уже вышли из печати.

Накопление уникальных материалов по глубоким частям водонапорных систем позволяет помимо решения важных для народного хозяйства прикладных задач и сугубо гидрогеологических теоретических разработок перейти к решению общегеологических проблем, а именно: к выявлению значения воды в процессах преобразований минерального осадка в горную породу, минералообразования, геологической и геохимической роли воды в многокилометровой толще земной коры и к вопросам формирования рудных, нефтяных и газовых месторождений полезных ископаемых [1].

В настоящее время в СССР гидрогеология оформилась в сложную комплексную науку, включающую следующие самостоятельные научно-методические курсы: 1) общая гидрогеология; 2) динамика подземных вод; 3) гидрогеохимия; 4) методика гидрогеологических исследований; 5) гидрогеология месторождений полезных ископаемых; 6) учение о минеральных водах; 7) радиогидрогеология; 8) региональная гидрогеология [4, 5].

Общая гидрогеология рассматривает вопросы происхождения, формирования, геологической роли подземных вод земной коры, их физические и химические свойства, взаимодействие с вмещающими горными породами, а также факторы, предопределяющие их распространение: баланс, режим и условия движения. При этом подземные воды, являющиеся только частью природных вод гидросферы, рассматриваются в неразрывной связи и взаимодействии с поверхностными водами.

Большое влияние на развитие общей гидрогеологии оказали советские гидрогеологи: Ф. П. Саваренский, А. Ф. Лебедев, О. К. Ланге, Н. И. Толстихин, Г. Н. Каменский, А. М. Овчинников, Г. В. Богомолов и др.

Динамика подземных вод изучает закономерности движения подземных вод под влиянием естественных и искусственных факторов и разрабатывает методы количественной оценки и управления этим движением в нужном для человека направлении. Теоретические основы данного курса гидрогеологии созданы главным образом советскими учеными: Н. Е. Жуковским, Н. Н. Павловским, Л. С. Лейбензоном, Г. Н. Каменским, П. Я. Полубариновой-Кочиной, А. А. Краснопольским, Н. К. Гиринским, В. Н. Щелкачевым и др. Большое значение для развития теории движения подземных вод имели труды французских ученых А. Дарси и Ж. Дюпюи, установивших линейный закон фильтрации и условия его применения.

В последнее время успешно развивается гидрогеологическое моделирование — искусственное воспроизведение на различных моделях процессов фильтрации подземных вод и связанных с ними явлений с целью решения различных гидрогеологических задач. Моделирование широко используется в самых разнообразных природных условиях, как в практическом, так и в теоретическом плане. При этом моделирование применяется не только для количественной оценки условий фильтрации в сложной природной обстановке, но

и для более глубокого изучения общих региональных закономерностей формирования, распространения и движения подземных вод, а также для научного обоснования методов и объемов проектирования гидрогеологических исследований.

В практике гидрогеологических исследований широкое применение получило математическое и физическое моделирование, причем наряду с использованием различных аналогов вычислительных машин — АВМ (электрических, гидравлических и др.) все более возрастающее значение приобретают электронные вычислительные машины (ЭВМ), а также комплексное использование АВМ и ЭВМ.

Гидрогеохимия изучает строение, структуру, процессы формирования и изменения состава подземных вод как сложной динамической системы (порода, ионы, молекулы, растворенные газы, органические вещества и микроорганизмы), условия и формы миграции химических элементов в водах различных генетических типов и их обогащение разнообразными элементами при взаимодействии с горными породами в течение длительной истории геологического развития водонапорных систем.

Большое значение для развития гидрогеохимии имеют работы: В. И. Вернадского, А. Е. Ферсмана, А. Н. Бунеева, В. А. Сулина, А. П. Виноградова, А. А. Бродского, А. М. Овчинникова, П. А. Удодова, А. А. Карцева и др.

На результатах изучения условий миграции и накопления отдельных химических элементов и углеводородов основаны широко применяющиеся в последние годы гидрогеохимические методы поисков скрытых месторождений полезных ископаемых (редких элементов, полиметаллических руд, нефти, газа).

Методика гидрогеологических исследований — это учение о методах и приемах выявления гидрогеологических условий, установления запасов подземных вод, их качества, режима и особенностей движения в целях решения различных народнохозяйственных задач (гидротехническое, гражданское, промышленное и другие виды строительства; водоснабжение; орошение и осушение земельных массивов; разведка вод в лечебных и промышленных целях; изучение подземных вод нефтяных и газовых месторождений; захоронение сточных вод и т. д.). Необходимо отметить, что в комплексе исследований, проводимых в системе Министерства геологии СССР, на поиски и разведку подземных вод в последние годы предусматривается до 55—60% общих госбюджетных ассигнований по отрасли «Гидрогеология».

Научно-методические основы этого направления в гидрогеологии были заложены А. И. Силиным-Бекчуриным, Г. Н. Каменским, П. П. Климентовым и др.

В последние годы совершенствование методики гидрогеологических исследований ведется по линии дальнейшей разработки научных основ поисков и разведки месторождений подземных вод, оценки эксплуатационных запасов и прогнозных региональных ресурсов, способов восполнения, охраны и рационального использования подземных вод, совершенствования существующих и

широкого внедрения современных методов исследований, в том числе гидрогеологического моделирования, геофизических, микробиологических, аэровизуальных и других видов исследований.

Гидрогеология месторождений полезных ископаемых занимается изучением подземных вод применительно к задачам геолого-промышленной оценки месторождений, их освоения и разработки. В настоящее время самостоятельно развиваются два направления: 1) гидрогеология месторождений твердых полезных ископаемых и 2) гидрогеология нефтегазоносных месторождений. Это объясняется различными условиями формирования указанных видов полезных ископаемых, спецификой их разведки, освоения и разработки. Дальнейшее развитие данного курса гидрогеологии предполагает совершенствование методов изучения и региональной оценки гидрогеологических условий месторождений полезных ископаемых, а также прогноза этих условий и комплексного решения проблемы рационального освоения минеральных и водных ресурсов при проектировании эксплуатации различных типов месторождений.

Разработкой основных положений «Гидрогеологии месторождений твердых полезных ископаемых» занимались Д. И. Щеголев, С. В. Троянский, П. П. Климентов, С. П. Прохоров, М. В. Сыроватко и др.

Основные задачи «Гидрогеологии месторождений твердых полезных ископаемых» заключаются в детальном изучении подземных вод месторождений, определении величины водопритока в систему выработок, установлении наиболее эффективных мер борьбы с поступающими в выработки подземными и поверхностными водами.

В учении о минеральных водах рассматриваются вопросы формирования ионно-солевого и газового состава минеральных вод и происхождения их основных генетических типов, развиваются представления о месторождениях и запасах минеральных вод, условиях их практического использования.

В последние годы выполнен большой объем исследований по изучению закономерностей формирования и распространения на территории СССР месторождений минеральных, промышленных и термальных подземных вод, разработке научных основ их поисков, разведки, геолого-промышленной оценки и рационального народнохозяйственного использования (работы А. Н. Огильви, Н. И. Толстихина, А. М. Овчинникова, В. В. Иванова, И. К. Зайцева, Ф. А. Макаренко, Н. А. Плотникова, С. С. Бондаренко, К. Ф. Богородицкого, А. В. Щербакова и др.).

Радиогидрогеология — один из наиболее молодых и перспективных курсов гидрогеологии, включающий изучение закономерностей формирования, распространения и миграции в подземных водах радиоактивных элементов, а также обоснование наиболее рациональных методов их поисков и разработки. Из поисковых методов, основанных на исследовании водных ореолов рассеяния урана, радия, радона и других радиоактивных элементов и их изотопов, получает распространение радиогидрогеологический метод

поисков урановых месторождений. Перспективным методом разработки урановых месторождений в настоящее время является метод подземного выщелачивания.

На развитие и становление данного курса оказали положительное влияние работы В. И. Вернадского, А. М. Овчинникова, А. Н. Токарева, А. И. Германова, А. В. Щербакова и др.

Региональная гидрогеология занимается изучением закономерностей условий залегания, распространения и формирования подземных вод в конкретных областях (регионах), их связи с геологическими структурами земной коры и историей развития с целью установления перспектив и общих возможностей использования подземных вод в народном хозяйстве. Она рассматривает и разрабатывает принципы обобщения региональных материалов, гидрогеологического картирования и районирования для территорий с различными физико-географическими условиями и геологическим строением.

Как уже отмечалось, успехи советской региональной гидрогеологии во многом предопределены фундаментальными работами русских и советских гидрогеологов: С. Н. Никитина, Н. Ф. Погребова, Ф. П. Саваренского, А. Н. Семихатова, К. И. Макова, В. С. Ильина, Н. К. Игнатовича, Г. Н. Каменского, Н. И. Толстихина, И. К. Зайцева, А. М. Овчинникова и др.

В качестве теоретических основ региональной гидрогеологии для артезианских вод важное значение имеет закономерная связь их формирования с геологическими структурами и историей развития, а для грунтовых вод — с естественными географическими (ландшафтными) зонами в природе.

Бурное развитие советской гидрогеологической науки приводит к дальнейшему расширению и становлению новых научных направлений, например, таких, как учение о месторождениях подземных вод, мелиоративная гидрогеология, учение о режиме и балансе подземных вод, гидрогеологическое моделирование, палеогидрогеология и криогидрогеология.

Учение о месторождениях подземных вод — одно из основных направлений развития гидрогеологической науки. Оно рассматривает условия формирования месторождений пресных, минеральных, промышленных и термальных вод, разрабатывает методы оценки и прогноза их качества, запасов и возможных изменений под влиянием природных и искусственных факторов, а также изучает вопросы восполнения ресурсов подземных вод и управления их режимом с целью наиболее эффективного использования в народном хозяйстве.

Развитие этого научного направления в гидрогеологии связано с трудами А. М. Овчинникова, Г. Н. Каменского, Н. И. Толстихина, Н. И. Плотникова и других исследователей.

Мелиоративная гидрогеология призвана изучать и разрабатывать методы и приемы улучшения гидрогеологических условий земельных территорий в целях их наиболее рационального сельскохозяйственного освоения. Основной задачей

мелиоративной гидрогеологии является гидрогеологическое обоснование планирования и проектирования строительства и эксплуатации систем орошения, осушения, обводнения и водоснабжения сельскохозяйственных объектов с целью прогрессивного повышения плодородия почв и обеспечения получения высоких устойчивых урожаев сельскохозяйственных культур.

Развитие мелиоративной гидрогеологии связано с деятельностью Ф. П. Саваренского, В. А. Приклонского, М. А. Шмидта, М. М. Крылова, А. Г. Владимирова, Д. М. Каца и др.

Учение о режиме и балансе подземных вод рассматривает закономерности изменения во времени уровней, расходов, температур и химического состава подземных вод под влиянием естественных и искусственных факторов. Для изучения режима и баланса подземных вод используются данные опорных гидрогеологических станций государственной режимной сети, а также материалы осваиваемых площадей, на которых проводятся наблюдения за режимом подземных вод в районах строительства водохранилищ, осушения и орошения земель, эксплуатации и искусственного пополнения ресурсов подземных вод, дренажа месторождений твердых полезных ископаемых и многие другие.

Становлению этой отрасли гидрогеологии способствуют работы Г. Н. Каменского, Н. Н. Биндемана, М. А. Вевиоровской, М. Е. Альтовского, М. М. Крылова, А. В. Лебедева, А. А. Коноплянцева и др.

Гидрогеологическое моделирование заключается, как уже было отмечено, в искусственном воспроизведении на различных моделях процессов фильтрации подземных вод и связанных с ними явлений с целью решения различных гидрогеологических задач и научного обоснования и выбора методов, а также установления объемов проектируемых работ.

Большое значение в развитии гидрогеологического моделирования имеют работы Н. Н. Павловского, В. С. Лукьянова, Н. И. Дружинина, М. А. Вевиоровской, В. М. Шестакова, И. Е. Жернова, И. К. Гавич и др.

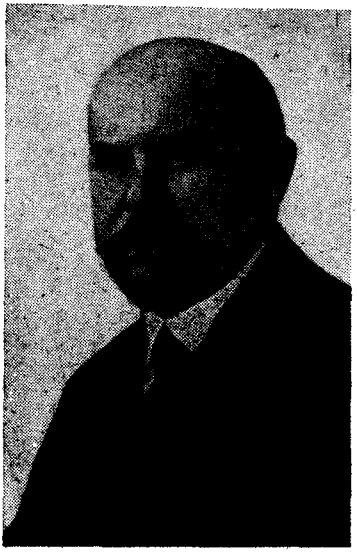
Палеогидрогеология (историческая гидрогеология) — новая научная отрасль гидрогеологии, изучающая историю развития водонапорных систем земной коры с целью выяснения закономерностей формирования подземных вод различного состава и их геологической роли в образовании и разрушении месторождений нефти, газа и рудных полезных ископаемых.

Большой вклад в развитие и становление этой научной дисциплины внесли П. Н. Чирвинский, К. И. Маков, А. Н. Семихатов, А. М. Овчинников, Г. В. Богомолов, А. А. Карцев и др.

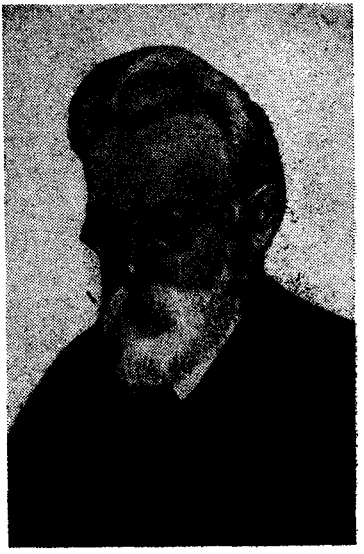
Криогидрогеология (подземные воды мерзлой зоны литосферы) изучает условия залегания, закономерности распространения и формирования подземных вод во взаимодействии их с многолетнемерзлыми породами на фоне истории развития мерзлой зоны литосферы и разрабатывает рациональные способы их каптажа и эксплуатации.

Теоретические основы этой научной отрасли гидрогеологии созданы работами М. В. Львова, М. И. Сумгина, Н. И. Толстихина, П. Ф. Швецова, М. А. Кудрявцева, И. Я. Баранова, А. И. Ефимова и др.

В заключение краткого освещения истории и путей развития гидрогеологии в СССР следует еще раз отметить, что успехи советской гидрогеологической науки во многом предопределены фундаментальными трудами и большой научной, учебно-воспитательной



А. Ф. Лебедев (1882—1936)



В. И. Вернадский (1863—1945)

и организаторской деятельностью ученых: С. Н. Никитина, В. С. Ильина, Н. Ф. Погребова, А. Ф. Лебедева, Ф. П. Саваренского, В. И. Вернадского, А. Н. Семихатова, О. К. Ланге, Г. Н. Каменского, Н. И. Толстихина, А. М. Овчинникова и др.

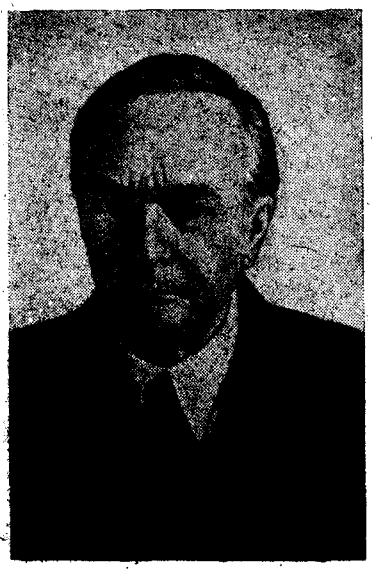
В. С. Ильин впервые сформулировал основные принципы и закономерности, а также составил карту гидрогеологического районирования грунтовых вод европейской части СССР. Таким образом, он продолжил развитие идей о зональности природных условий, высказанных ранее В. В. Докучаевым. В 1922 г. на Первой Всесоюзной сельскохозяйственной выставке он впервые продемонстрировал названную выше гидрогеологическую карту.

Позднее карты гидрогеологического районирования территории СССР были составлены О. К. Ланге, Г. Н. Каменским, И. В. Гармоновым, В. И. Духаниной и др.

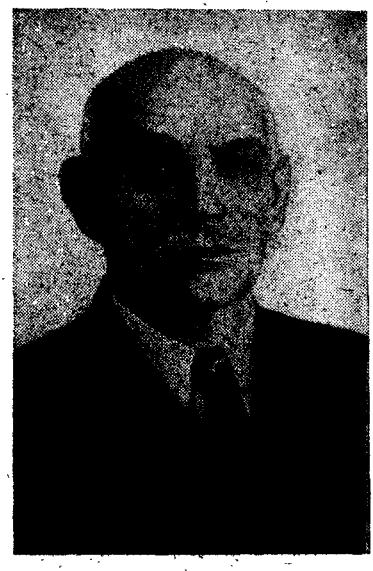
А. Ф. Лебедев — выдающийся почвовед-гидролог, прекрасный экспериментатор. Реэультаты хорошо организованных и тщательно проведенных опытов позволили ему выделить различные виды вод

в породах зоны аэрации и установить закономерности их передвижения. Научные и практические выводы А. Ф. Лебедева были огромным шагом вперед по сравнению с существовавшими до этого представлениями по динамике влаги в ненасыщенных породах.

Ф. П. Саваренский — выдающийся ученый и педагог. Весьма большой интерес представляют его исследования, проводившиеся в Кура-Араксинской низменности Закавказья с целью реконструкции и расширения ирригационных систем орошаемых хлопковых земель. Эти



Ф. П. Саваренский (1881—1946)



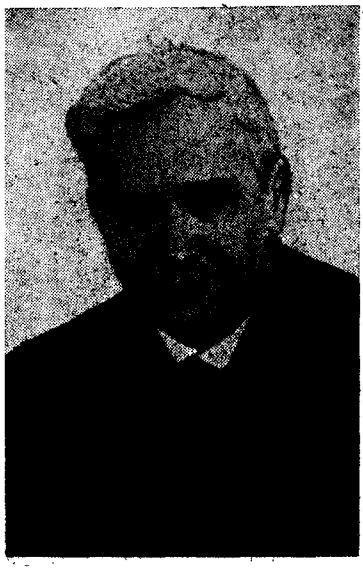
Г. Н. Каменский (1892—1959)

и другие работы, выполненные в Прикаспийской низменности, послужили началом изучения проблемы формирования грунтовых вод в засушливых областях. Он создал впервые в СССР фундаментальные учебники для вузов по гидрогеологии и инженерной геологии. Эти учебники были составлены с использованием богатейшего отечественного материала и научно-методических и практических достижений советской гидрогеологии. Ф. П. Саваренский в 1934 г. был избран действительным членом АН СССР (первый академик-гидрогеолог).

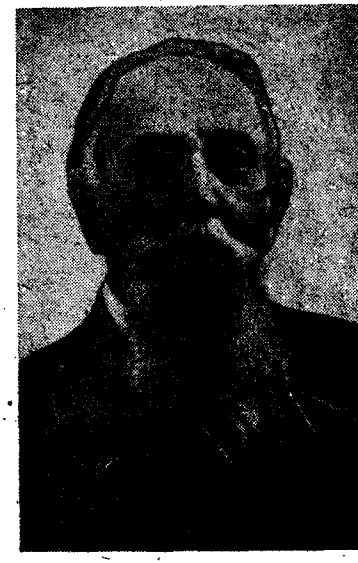
В. И. Вернадский — великий русский и советский ученый-естествоиспытатель, основоположник многих новых научных направлений: динамической минералогии, геохимии, радиогеологии, биогеохимии и гидрохимии. Особое внимание он обращал на подвижные равновесия, которые взаимодействуют между природными водами, горными породами, газами и живыми организмами.

Большим вкладом в науку о подземных водах явилась работа А. Н. Семихатова «Подземные воды СССР» (1934 г.), в которой четко

показаны закономерности распределения подземных вод в зависимости от геоструктурных особенностей, намечены контуры артезианских бассейнов. Этот труд заключал карту гидрогеологического районирования подземных вод европейской части СССР, которая была помещена в БСЭ и во многих учебниках по гидрогеологии. Названная монография длительное время служила единственным пособием по курсу «Региональная гидрогеология СССР». А. Н. Семихатов впервые начал читать курс лекций в Горной академии по указанной дисциплине.



А. М. Овчинников (1904—1969)



О. К. Ланге (1883—1975)

Г. Н. Каменский — видный ученый-гидрогеолог, педагог, член-корреспондент АН СССР. Начиная с 1930 г., когда геологоразведочный факультет Горной академии был реорганизован в Московский геологоразведочный институт, он возглавил кафедру гидрогеологии, которой руководил до 1955 г. С именем Г. Н. Каменского связан 40-летний период развития гидрогеологии. Он является одним из основоположников таких научно-учебных курсов, как «Динамика подземных вод», «Поиски и разведка подземных вод». Г. Н. Каменский внес большой вклад также в развитие региональной гидрогеологии и в учение о режиме и балансе подземных вод.

А. М. Овчинников — ученый-гидрогеолог, педагог, был заведующим кафедрой гидрогеологии и радиогидрогеологии МГРИ (1955—1969 гг.). А. М. Овчинников является одним из основоположников учения о минеральных водах, гидрогеохимии и палеогидрогеологии. Он был ученым широкого кругозора. Научные работы А. М. Овчинникова имеют большое значение для развития общегидрогеологи-

ческих проблем, им также много сделано для изучения региональной гидрогеологии.

О. К. Ланге — крупнейший советский ученый-гидрогеолог, педагог, старейшина советской гидрогеологической науки.

После победы Великой Октябрьской социалистической революции О. К. Ланге принимал самое деятельное участие в сложной работе по организации высшей школы на новых социалистических основах. О. К. Ланге работал во многих организациях в различных районах СССР. Очень много он сделал для развития гидрогеологии в Узбекистане.

О. К. Ланге является воспитанником МГУ, учеником академика А. П. Павлова. Многолетняя плодотворная деятельность О. К. Ланге неразрывно связана с Московским государственным университетом им. М. В. Ломоносова (с 1912 до 1975 г.).

С 1953 по 1964 г. он возглавляет кафедру гидрогеологии МГУ, которая выделилась при реорганизации кафедры динамической геологии. За свою многолетнюю плодотворную жизнь им написано несколько учебников по общей и региональной гидрогеологии. Широта его научных интересов необычайна. Он является прекрасным геологом, крупным специалистом в области знаний общей и региональной гидрогеологии.

Подземные воды, залегающие в толщах горных пород, являются частью водной оболочки (гидросферы) Земли, они тесно связаны с поверхностными водами и водами атмосферы. Изучение последних является предметом гидрологии, метеорологии и климатологии. Следовательно, для выяснения условий питания подземных вод, взаимосвязи их с речными водами и водами других водотоков и водоемов каждому специалисту-гидрогеологу (геологу) необходимо овладеть основными понятиями названных выше научных дисциплин и уметь пользоваться специальными материалами и методами при решении тех или иных гидрогеологических задач.

Формы залегания, условия движения подземных вод и их химический состав в значительной степени определяются геолого-литологическим строением и историей развития геологических структур. Пласты горных пород служат естественными резервуарами подземных вод. Поэтому с геологическими научными дисциплинами гидрогеология связана очень тесно. Из таких геологических дисциплин необходимо назвать стратиграфию, литологию, геотектонику, геоморфологию, геохимию, геофизику, ядерную геологию, минералогию и др.

Чтобы установить формы залегания подземных вод, закономерности их движения, химический состав, содержание различных макро- и микрокомпонентов в подземных водах специалисту-гидрогеологу необходимо твердо усвоить основы перечисленных выше геологических дисциплин и овладеть методами анализа геологических условий.

Качественный состав подземных вод, процессы формирования их химического состава, миграцию различных микрокомпонентов и их

накопление на отдельных участках невозможно выявить без знания основ физики, химии, физической химии.

Подземные воды, распространенные в недрах земли, находятся в движении. Установить закономерности движения подземных вод в естественных условиях или при их эксплуатации (водоотборе с помощью скважин, колодцев и т. д.), а также провести количественные расчеты их ресурсов и установить характер режима не представляется возможным без знания законов гидравлики (наука о закономерностях движения жидкости) и основательной математической подготовки, знакомства с электронно-вычислительной техникой и аналоговыми машинами.

Значение гидрогеологии как научно-методической и практической отрасли геологической науки в решении многих народнохозяйственных задач в соответствии с «Основными направлениями развития народного хозяйства СССР на 1976—1980 годы», утвержденными на XXV съезде КПСС, весьма велико.

Прикладные практические задачи гидрогеологии в связи с запросами народного хозяйства СССР и созданием материально-технической базы коммунизма чрезвычайно разнообразны и многочисленны. Основными из них являются:

1) изыскание источников и организация водоснабжения пресными подземными водами городов, рабочих поселков, сельскохозяйственных объектов и промышленных предприятий;

2) решение задач мелиоративной гидрогеологии: гидрогеологические исследования в связи с орошением земель в аридных областях и осушением в избыточно увлажненных (заболоченных площадей);

3) изыскания под гидротехническое строительство (гидрогеологическая оценка районов строительства, определение фильтрационных потерь воды);

4) разведка и оценка месторождений минеральных вод, используемых на бальнеологических курортах и в санаториях; особое внимание должно уделяться поискам и разведке минеральных вод во вновь осваиваемых промышленных районах;

5) поиски, разведка и геолого-промышленная оценка месторождений промышленных вод как химического сырья для извлечения иода, брома, бора, лития, стронция и др.;

6) разведка и оценка рентабельности использования термальных горячих и перегретых вод для целей теплофикации и строительства геотермальных электростанций;

7) обеспечение выполнения задач горного дела: прогноз водопритока в горные выработки, а также внедрение новых прогрессивных методов добычи полезных ископаемых: гидравлических, химических (выщелачивание), искусственные заводнения в нефтяном деле;

8) проведение более широкого применения гидрогеохимических методов поисков месторождений рудных полезных ископаемых, а также нефти, газа и др.;

9) радиогидрогеологические поиски месторождений атомного сырья и решение вопросов использования радиоактивных вод.

Таким образом, можно с уверенностью констатировать, что значение гидрогеологической науки возрастает с каждым годом по мере того, как повышаются требования к использованию подземных вод и изучению их роли в геологических и геохимических процессах, происходящих в земной коре.

В соответствии с «Основными направлениями развития народного хозяйства СССР на 1976—1980 годы», принятыми на XXV съезде КПСС, гидрогеологической науке наряду с другими науками геологического цикла отводится важная роль в обеспечении минерально-сырьевой базы страны и ускорении научно-технического прогресса в гидротехническом, гражданском и других видах строительства, в сфере рационального ведения водного хозяйства и неуклонного развития сельскохозяйственного производства.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гидрогеология СССР. Т. 1. М., «Недра», 1966. 424 с. с ил.
2. Гордеев Д. И. Основные этапы истории отечественной гидрогеологии. — «Труды Лабор. гидрогеол. проблем им. Ф. П. Саваренского». Т. 7, 1954. 381 с. с ил.
3. Климентов П. П. Методика гидрогеологических исследований. Госгеолтехиздат, 1961. 390 с. с ил.
4. Климентов П. П. Общая гидрогеология. Изд. 3-е. М., «Высшая школа», 1971. 224 с. с ил.
5. Климентов П. П., Кононов В. М. Содержание современной гидрогеологической науки. — «Изв. вузов. Геология и разведка», 1972, № 12, с. 68—75.
6. Клячко В. А. Вода, которую мы пьем. — «Наука и жизнь», 1971, № 1, с. 123—129.
7. Ломоносов М. В. О слоях земных и другие работы по геологии. М., Госгеолиздат, 1949. 210 с. с ил.
8. Овчинников А. М. Общая гидрогеология. Изд. 2-е. Госгеолтехиздат, 1955. 384 с. с ил.
9. Саваренский Ф. П. Гидрогеология. Изд. 2-е. М., ГОНТИ, 1935. 336 с. с ил.
10. Швецов П. Ф., Конопляницев А. А., Швец В. М. Современное содержание, основные направления и организационные формы развития гидрогеологии в СССР. — «Изв. АН СССР, сер. геол.» — «Наука», 1973, № 2, с. 56—66.

Глава II

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ВОДЫ НА ЗЕМНОМ ШАРЕ И ОБЩИЙ КРУГОВОРОТ ЕЕ В ПРИРОДЕ

§ 1. ВОДА В АТМОСФЕРЕ

На Земле вода встречается в атмосфере, на ее поверхности и в земной коре.

Как известно, атмосфера представляет собой воздушную оболочку Земли. Обычно ее подразделяют на тропосферу, стратосферу и ионосферу (рис. 1).

Тропосфера является нижним слоем атмосферы. Она прилегает непосредственно к земной поверхности. Положение ее верхней границы изменяется под влиянием центробежного ускорения Земли от полюсов к экватору. Над полюсами и в средних широтах высота тропосферы составляет 8—12 км, а в экваториальной зоне достигает 17—18 км. Температура воздуха в тропосфере в различных географических зонах неодинакова, имеет сезонные и суточные колебания. Однако от поверхности земли вверх температура, как правило, понижается на 0,6° С на каждые 100 м.

Для тропосферы характерно непрерывное горизонтальное и вертикальное перемещение воздушных масс.

В тропосфере заключен почти весь водяной пар, следовательно, только здесь возможны процессы конденсации водяного пара с образованием облаков и осадков. Вообще тропосфера — наиболее активная зона атмосферы, так как в ней происходят основные явления, формирующие ту или иную погоду. Тропосферу нередко называют «фабрикой погоды», поскольку именно в ней образуются облака, дождь, снег, град. На процессы, протекающие в тропосфере, сильно влияет земная поверхность.

В вышележащем слое — стратосфере — также имеют место восходящие и нисходящие воздушные токи, но они ограничиваются только нижней частью стратосферы. Перемешивание частей воздуха происходит здесь значительно слабее по сравнению с тропосферой. В этом слое атмосферы воздух сильно разрежен. Водяного пара в стратосфере очень мало, поэтому дождевые облака и осадки в ней не формируются.

Еще выше расположена ионосфера, выделяемая по особым электрическим свойствам. Нижняя граница ее пролегает примерно на высоте 80 км, а верхняя удалена от поверхности земли на расстояние 1000—2000 км. Ионосфера характеризуется распространением весьма рассеянных ионизированных частиц и нейтральных молекул, движущихся с огромными скоростями. Ионосфера постепенно переходит в космическое пространство.

Атмосферный воздух представляет собой газовую смесь. Основными газами в сухой и чистой атмосфере являются: азот — около

78% (по объему), кислород — 21%, аргон, водород и другие газы — около 1%, в том числе углекислота в среднем около 0,03%. Кроме того, в нижних частях атмосферы всегда присутствует водяной пар, самая неустойчивая основная часть воздуха, — в жарких областях с влажным климатом до 4%, а в районах с суровым климатом в зимнее время до 0,01% (по объему). Общий объем воды в атмосфере составляет около 14 000 км³ [16].

В атмосфере содержится большое количество взвешенных твердых частиц, которые попадают в воздух с поверхности земли. В виде пыли в воздух поступает пепел при извержении вулканов, а также из печных и фабричных труб. В зависимости от местных условий количество пылинок в 1 см³ воздуха у земной поверхности может колебаться от нескольких сотен до 100 тыс. и более.

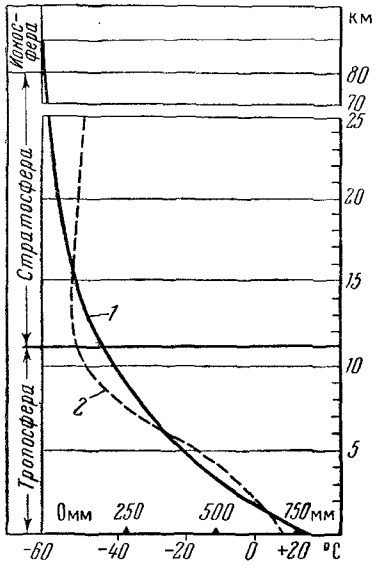


Рис. 1. Схема строения атмосферы:
1 — изменение давления; *2* — изменение температуры

В каждой точке атмосферы воздух сжат давлением вышележащих слоев. Давление атмосферного воздуха, равное массе его столба с основанием 1 см², находящегося над уровнем, на котором измеряется давление, называют атмосферным давлением. На уровне моря атмосферное давление в среднем равно давлению столба ртути в 760 мм. Атмосферное давление, приведенное к уровню моря называют приведенным давлением.

Атмосферное давление в зависимости от температуры воздуха закономерно убывает с высотой. На высоте 5 км оно составляет около половины его значения у земной поверхности.

Наибольшую плотность воздух имеет у поверхности земли. С высотой плотность воздуха уменьшается с такой быстротой, что до высоты 5 км находится половина и до высоты 10 км — почти три четверти воздушной массы.

Водяной пар, находящийся в атмосфере, определяет влажность воздуха. Для характеристики влажности воздуха используют абсолютную влажность, относительную влажность и дефицит влажности.

Абсолютная влажность — количество водяного пара, находящегося в данный момент в воздухе, выражающееся в г/м³ (в миллибарах). Один миллибар (1 мб), т. е. 0,001 бара, равен 0,001 дин на 1 см², что составляет $^3/_4$ мм рт. ст. Абсолютная влажность воздуха в зависимости от температуры воздуха и высоты над поверхностью земли подвержена резким колебаниям. В теплых сухих воздушных массах она может превышать 50 г/м³, а в холодных

массах арктического воздуха — снижаться до 0,1 г/м³. Над обширными водными пространствами и над сильно увлажненной земной поверхностью абсолютная влажность воздуха увеличивается.

В пустынях наибольшая абсолютная влажность воздуха наблюдается в утренние часы, во время усиленного испарения влаги с почвы. В дневное время вследствие сильного прогревания почвы влага переносится восходящими токами теплого воздуха в верхние слои атмосферы и поэтому абсолютная влажность воздуха вблизи земной поверхности резко падает. Вечером вследствие испарения и поступления влаги из верхних слоев атмосферы абсолютная влажность может вновь повыситься.

Относительная влажность воздуха r — отношение упругости пара e, содержащегося в воздухе, к упругости насыщенного пара при данной температуре E, выраженное в процентах

$$r = \frac{e}{E} \cdot 100. \qquad (II.1)$$

Относительная влажность воздуха, так же как и абсолютная, подвержена изменениям в зависимости от нескольких причин. В пасмурную погоду и при дожде относительная влажность воздуха может достигать 100% (полное насыщение воздуха водяными парами). Днем, с повышением температуры, относительная влажность воздуха уменьшается, ночью — увеличивается. Температура, при которой происходит полное насыщение воздуха парами воды, носит название точки росы.

Относительная влажность воздуха находится в обратной зависимости от температуры воздуха: чем выше температура воздуха, тем ниже его относительная влажность. На территории европейской части СССР зимой относительная влажность воздуха выше, чем летом.

Влажность воздуха определяется с помощью приборов, называемых психрометрами, гигрометрами и гигрографами. Их описание можно найти в учебниках и учебных пособиях по метеорологии.

Дефицит влажности (недостаток насыщения) d выражает разность между упругостью водяных паров E, необходимых для полного насыщения воздуха при данных условиях, и фактической упругостью паров e, находящихся в воздухе в данный момент:

$$d = E - e. \qquad (II.2)$$

Атмосферные осадки. При подъеме и охлаждении воздуха водяной пар конденсируется, образуя капельки воды или кристаллики льда, из которых состоят облака (слоистые, кучевые и грозовые). Эти мельчайшие частицы (капельки) воды перемещаются в воздухе в виде облаков и тумана. Некоторые из них сталкиваются, сливаются и поэтому начинают падать; падая, они соединяются с другими капельками, увеличиваются в объеме. При определенных условиях образовавшиеся таким путем капли уже не в состоянии удерживаться в тропосфере восходящими токами воздуха и поэтому выпадают в виде атмосферных осадков.

Следует отметить, что только в тропиках, где толщина облаков превышает 10 км, путем слияния могут образоваться крупные капли, выпадающие при ливне. В областях умеренного климата указанным путем возникает только слабый моросящий дождь; основная же масса атмосферных осадков — обложные дожди и снегопады — образуется за счет особого свойства льда, способного притягивать к себе влагу. В верхних слоях атмосферы даже летом отмечаются отрицательные температуры, поэтому здесь обычно плавают мелкие ледяные кристаллики. Когда водяные облака достигают слоев атмосферы с отрицательной температурой, водяной пар начинает сгущаться (конденсироваться) на поверхности кристалликов, благодаря чему на них возникают снежинки, которые затем выпадают из облаков. В зимнее время снежинки достигают поверхности земли, а летом они на некоторой высоте от земли в теплых слоях воздуха тают и падают на поверхность земли уже в виде дождя.

Атмосферные осадки бывают двух типов: 1) образующиеся при конденсации водяного пара (вследствие понижения температуры воздуха) непосредственно на поверхности земли и наземных предметов (роса, иней, изморозь, гололед); 2) выпадающие на поверхность земли из облаков в виде дождя, мороси, снега, крупы, града.

Количество атмосферных осадков измеряется высотой слоя воды в миллиметрах. Их интенсивность определяется высотой слоя осадков, выпавших за 1 мин. При интенсивности осадков 0,5—1,0 мм и более их называют ливнями.

Из наземных осадков наибольшее количество влаги дают роса, иней и изморозь. В среднем за год осадки в виде росы могут дать слой воды высотой 10—30 мм, изморозь в лесах при благоприятных условиях — до 35 мм в год.

Осадки, выпадающие из облаков, подразделяются на три типа: обложные, моросящие и ливневые.

Наибольшее значение для питания подземных вод имеют о б л о ж н ы е осадки, характеризующиеся небольшой интенсивностью, но значительной продолжительностью. При обложных дождях атмосферная влага в зависимости от их продолжительности и местных условий проникает в слои горных пород на ту или иную глубину и, если породы водопроницаемы, достигает уровня подземных вод. Обложные дожди обычно выпадают из слоисто-дождевых облаков.

М о р о с я щ и е осадки, выпадающие в виде очень мелких капелек (мороси) из слоистых облаков, приносят мало воды и поэтому на питание подземных вод оказывают очень небольшое влияние. В теплое время года значительная часть таких осадков расходуется на испарение.

Л и в н е в ы е осадки, дающие в короткое время много воды, в значительной мере расходуются на поверхностный сток (см. § 3).

Осадки в т в е р д о м с о с т о я н и и — снег, крупа — выпадают в холодное время года. Твердые осадки могут питать подземные воды только после их перехода в жидкую фазу, т. е. главным образом весной, когда происходит таяние накопившегося за зиму снежного покрова. К твердым осадкам относится также град, который в отли-

чие от снега и крупы обычно достигает поверхности земли в теплое время года, в послеполуденные часы, при сильных восходящих токах воздушных масс.

Количество выпадающих осадков измеряется дождемером (рис. 2). На метеорологических станциях Советского Союза наряду с описанным типом дождемера сечением 500 см² и воронкообразной защитой используются осадкомеры В. Д. Третьякова с приемной площадью 200 см² и планочной защитой.

В зимнее время на бо́льшей части территории СССР осадки выпадают главным образом в виде снега. Снежный покров в холодный период предохраняет землю от глубокого промерзания, а во время весеннего снеготаяния расходуется на поверхностный сток и питание подземных вод.

Высота снежного покрова определяется при помощи снегомерных реек. Количество осадков, выпавших в виде снега, выражают высотой слоя воды (в миллиметрах), который получится при таянии снега.

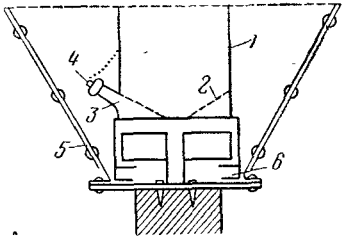


Рис. 2. Дождемер:
1 — ведро сечением 500 см²; *2* — воронка с отверстиями; *3* — носок; *4* — колпачок; *5* — воронкообразная защита; *6* — подставка

В СССР количество твердых осадков составляет (в % к годовой сумме всех осадков): в Архангельске — 31, Москве — 28, Херсоне — 11, Амурской области и Приморском крае — 3. Наибольшая среднегодовая высота снегового покрова была отмечена на Урале и в Приуралье — до 90, в Москве — 60, в южных районах — менее 10 см. На территории Советского Союза атмосферные осадки в течение года распределяются неравномерно. В европейской части СССР летом осадков выпадает больше, чем зимой, а на равнине Средней Азии в летний период количество осадков очень невелико (в отдельные годы осадков летом вообще не бывает). По данным Н. К. Кульджаева, на территории Центральных Каракумов в среднем осадков выпадает 100—120 мм в год при весьма высокой испаряемости, достигающей 2000—2500 мм в год (см. гл. II, § 2).

Годовое количество атмосферных осадков, выпадающих в разных районах, неодинаково. В СССР наибольшее количество атмосферных осадков (1200—2400 мм в год) определено на Черноморском побережье Кавказа, в районе Батуми — Сочи. В средней полосе европейской части СССР выпадает 500—700 мм осадков в год, в засушливой юго-восточной части территории — от 150 до 250 мм, в северных районах — от 300 до 500 мм в год (рис. 3).

Максимальное годовое количество атмосферных осадков зафиксировано в Черрапунджи (Индия, провинция Ассам): здесь в отдельные годы оно достигает 20 000 мм. В другом пункте Индии (Манойраме) годовое количество осадков составило 12 665 мм. Наименьшее годовое количество осадков (1—10 мм) отмечено в пустыне Атакама (Южная Америка). Об уникальной интенсивности суточного количества атмосферных осадков можно судить по следующему

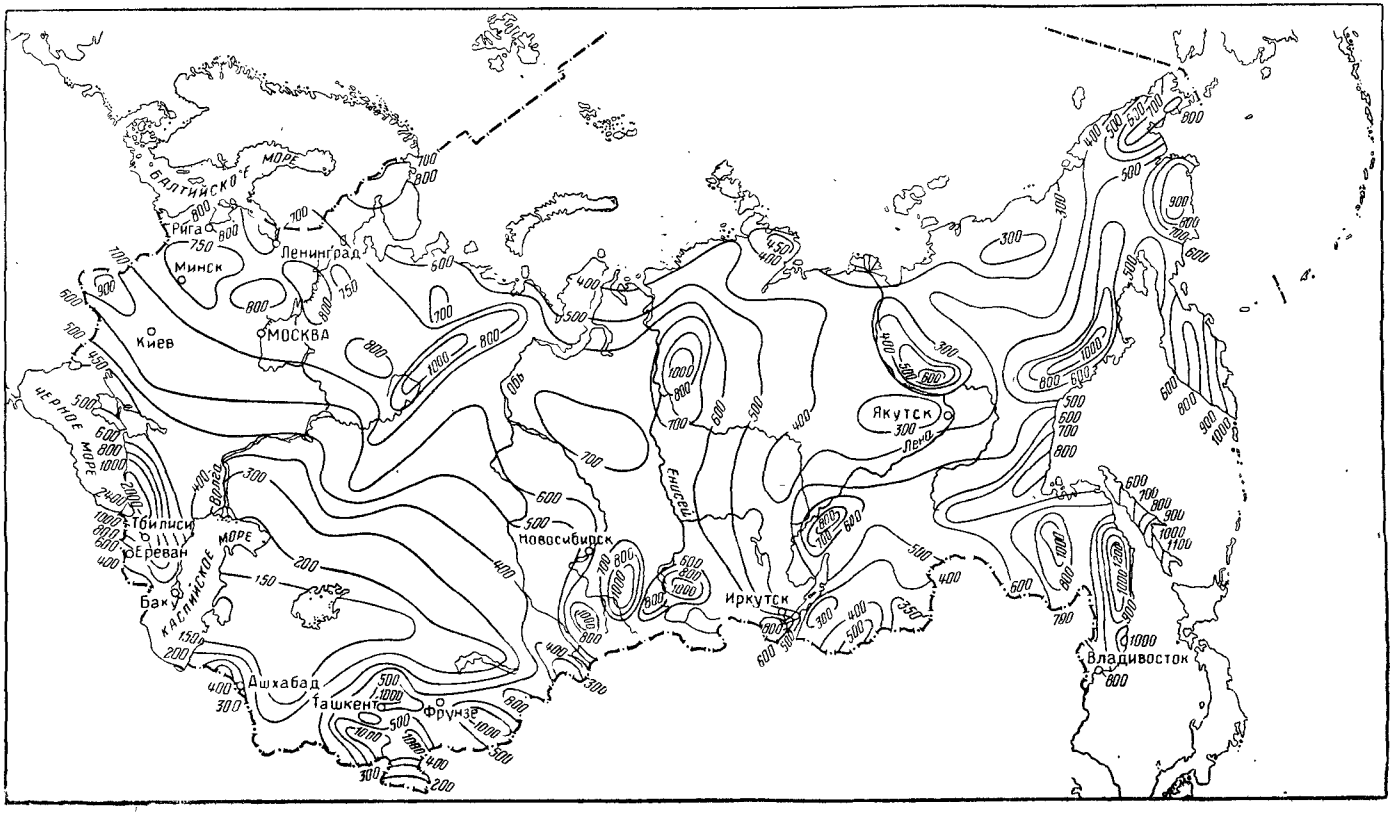


Рис. 3. Среднегодовое количество осадков на территории СССР, мм [3]

примеру: в течение одного дня в июне 1876 г. в Черрапунджи выпало 1036 мм осадков.

По сообщению печати, в районе построенной плотины в долине р. Нила (Асуан АРЕ) при температуре воздуха летом 50° С и выше в течение 15 лет совершенно не выпадали атмосферные осадки.

В распределении атмосферных осадков на земном шаре наблюдается закономерность, заключающаяся в том, что в странах с морским климатом осадков выпадает больше, чем внутри континентов; в теплых влажных областях (тропиках) больше, чем в субтропических широтах; в пустынях и полупустынях количество осадков обычно невелико.

При определении роли атмосферных осадков в питании подземных вод приходится учитывать не только количество осадков, но и время и продолжительность их выпадения, вид (жидкие, твердые), интенсивность и химический состав.

§ 2. ВОДА НА ПОВЕРХНОСТИ ЗЕМЛИ И В ЗЕМНОЙ КОРЕ

На поверхности земли в океанах, морях, озерах, водохранилищах, реках, ледниках, почвах сосредоточена основная масса воды — около 95,6% общих ее ресурсов на земном шаре (см. гл. II, § 4).

Поверхностные воды находятся в жидком и твердом состояниях. С поверхности океанов и морей (особенно в тропиках и субтропиках), в меньшей мере с поверхности рек, озер, влажной почвы, листьев растений и с поверхности снега и льда непрерывно происходит испарение воды и поступление водяного пара в атмосферу. Испарение с поверхности подземных вод происходит лишь на участках неглубокого их залегания от поверхности земли.

Необходимо различать понятия «испарение» и «испаряемость». **Испарением** называется средняя величина фактического испарения влаги с земной поверхности в данном районе, а под испаряемостью понимается величина испарения с водной поверхности при данных условиях. Величина годовой испаряемости с водной поверхности в южных районах СССР и особенно в засушливых областях значительно превышает количество выпавших атмосферных осадков.

В табл. 2 показаны для различных ландшафтных зон годовые значения испаряемости и испарения по Д. М. Кацу [8]; на рис. 4 дано среднегодовое испарение влаги на территории СССР.

Таблица 2

Ландшафтные зоны	Испаряемость, мм/год	Испарение, мм/год
Тундра	200—300	70—120
Тайга	300—600	200—300
Смешанный лес	400—850	250—430
Степь	600—1100	240—550
Полупустыня	900—1000	180—200
Пустыня	1500—2000	50—100
Субтропики	800—1300	300—750

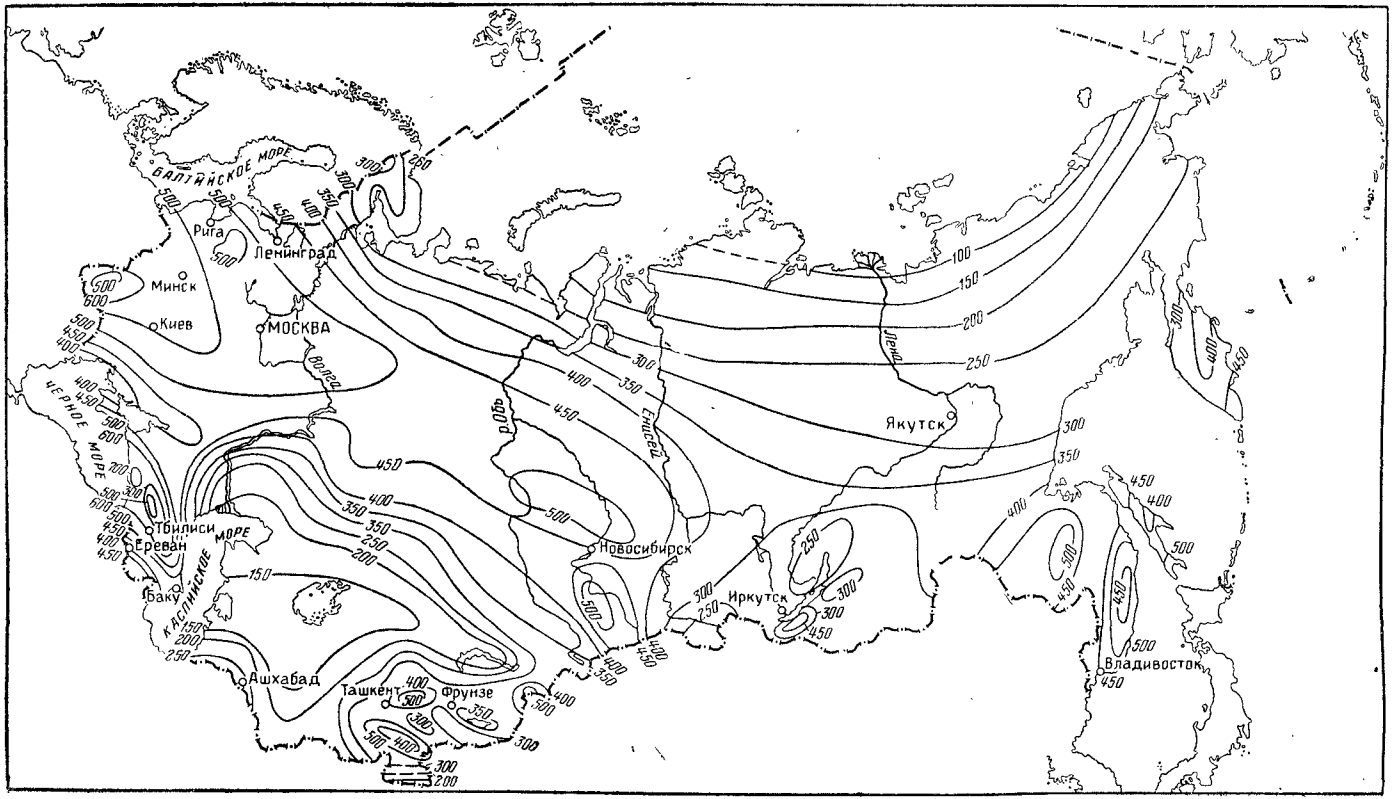


Рис. 4. Среднегодовой слой испарения на территории СССР, мм [3]

В среднем за год с поверхности земного шара испаряется 525,0 тыс. км³ воды (см. гл. II, § 4, табл. 4). На это испарение расходуется около $12{,}6 \cdot 10^{23}$ Дж тепла, что составляет 25% солнечной энергии, поступающей в течение года на Землю.

Скорость испарения определяется количеством воды, испаряющейся с единицы поверхности в единицу времени. Количество испарившейся воды принято выражать, так же как и атмосферных осадков, в миллиметрах водяного столба. Величина испарения или определяется при помощи специальных приборов, или приближенно вычисляется по эмпирическим формулам. При испарении с водной поверхности эта величина зависит от температуры испаряющей поверхности, дефицита влажности воздуха, скорости ветра и атмосферного давления. С повышением температуры испаряющей поверхности, увеличением скорости ветра и нарастанием дефицита влажности (недостатка насыщения) скорость испарения увеличивается, при повышении атмосферного давления — уменьшается.

В общем виде формула для определения величины испарения с водных поверхностей записывается так:

$$Q = K \frac{E - e}{P} s, \qquad \text{(II.3)}$$

где Q — количество воды, испаряющейся с какой-либо поверхности в единицу времени; K — коэффициент пропорциональности; $E - e = d$ — дефицит влажности воздуха; P — атмосферное давление; s — площадь испаряющей поверхности *.

Для гидрогеологических расчетов необходимо иметь данные об испарении с поверхности суши, которое помимо метеорологических условий зависит от характера и структуры почвы, рельефа местности, экспозиции участка, степени увлажнения почвы, вида растительного покрова, глубины залегания уровня подземных вод и пр. При отсутствии растительного покрова испарение с поверхности почвы увеличивается. В лиственном лесу испарение значительно больше, чем в хвойном. При слабом дожде выпавшие осадки могут быть задержаны листьями и испариться раньше, чем они достигнут поверхности земли. Породы темных цветов быстрее прогреваются и поэтому интенсивнее теряют влагу путем испарения. Склоны местности южной экспозиции интенсивнее прогреваются и иссушаются, чем склоны северной экспозиции, получающие меньше солнечного тепла.

О величине испаряемости можно судить по следующим данным (мм/год): испаряемость в Узбекской ССР колеблется от 1350 (Фергана) до 2540 (Широбад), в Центральном Казахстане — 1300; в Мургабском оазисе Туркменской ССР — 2230. Самая высокая испаря-

* При необходимости определения расчетным путем величин испарения и испаряемости соответствующие формулы можно найти в «Указаниях по расчету испарения с поверхности суши», разработанных Государственным управлением гидрометеорологической службы и Государственным гидрологическим институтом в 1970 г., а также в «Указаниях по расчету испарения с водной поверхности» [17].

емость, равная 4019 мм в год, зафиксирована в Африке (северо-западнее от Хартума) [1].

Для определения величины испарения с водной поверхности применяют специальные плавучие испарители-чаши или устраивают искусственные бассейны.

Наблюдения за испарением с поверхности почвенного слоя проводят или при помощи почвенных испарителей (эвапарометров)

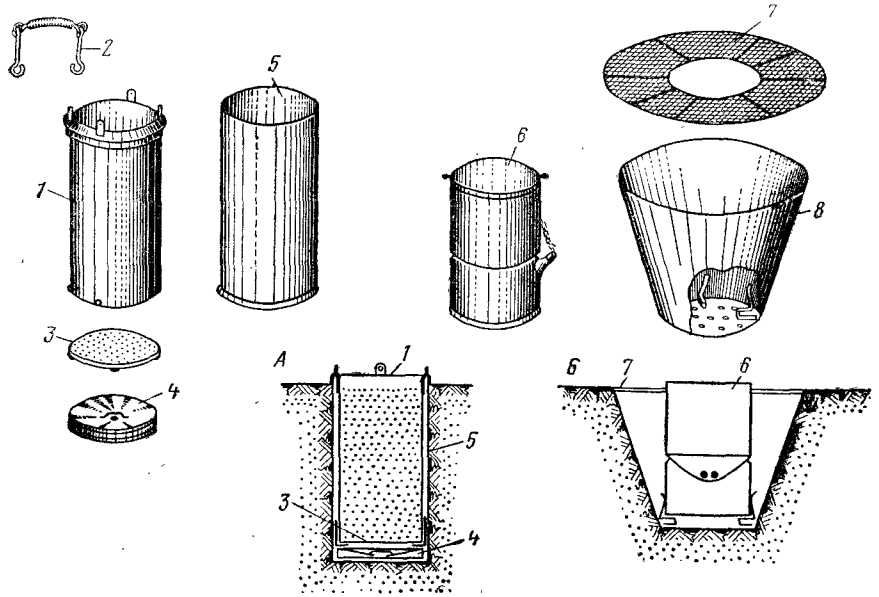


Рис. 5. Почвенный испаритель ГГИ-500:

А — испаритель в собранном виде; *Б* — дождемер в собранном виде. *1* — внутренний цилиндр; *2* — ручка; *3* — дно с отверстиями; *4* — сосуд для сбора просочившейся воды; *5* — наружный цилиндр; *6* — дождемерное ведро; *7* — кольцевая сетка дождемера; *8* — конусный бак дождемера

или лизиметров. Процесс испарения весьма сложен, непостоянен во времени и зависит от нескольких указанных выше факторов. В последнее время для определения количества испарившейся в атмосферу влаги и просочившейся в почвенные слои воды устраивают специально оборудованные почвенно-испарительные и лизиметрические площадки.

На метеоплощадках гидрометеорологической сети СССР применяется почвенный испаритель ГГИ-500 (рис. 5). Этот испаритель состоит из двух металлических цилиндров (внутреннего и наружного) и сосуда для сброса просочившейся воды. Во внутренний цилиндр с сетчатым дном помещают почвенный монолит. Затем цилиндр с монолитом опускают до водосборного сосуда. Для точности наблюдений в комплект входят два испарителя и, кроме того, почвенный дождемер, который устанавливается на испарительной площадке в отдельном гнезде. Внутренние цилиндры ежедневно извлекают на поверхность и взвешивают.

На гидрогеологической станции ВСЕГИНГЕО под Москвой, например, действует лизиметрическая установка, показанная на рис. 6. С помощью такой установки находят экспериментально

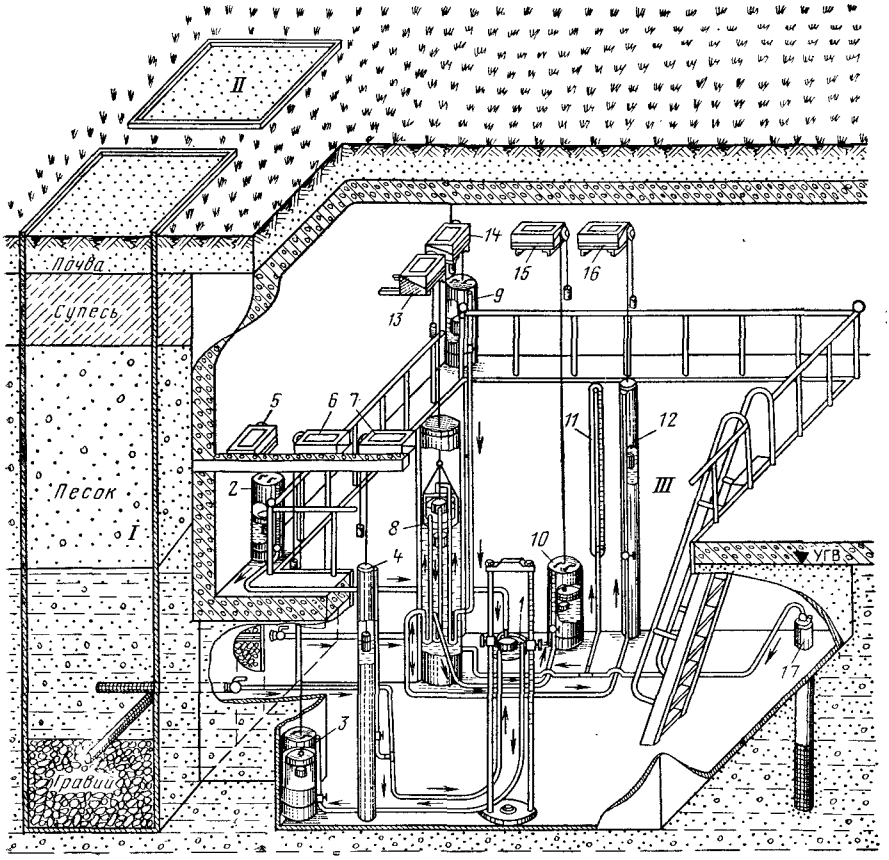


Рис. 6. Лизиметрическая установка ВСЕГИНГЕО для определения элементов баланса грунтовых вод:

I — лизиметр с глубиной до уровня воды 1,5—3,5 м; *II* — лизиметр с переменным уровнем воды; *III* — наблюдательная камера:
1 — уравнительный бачок; *2* — компенсаторный бак; *3* — бак для определения инфильтрации осадков; *4* — пьезометр; *5—7* — самописцы «Валдай», автоматически регистрирующие изменения уровня; *8* — плавающее устройство; *9* — водный бак, из которого автоматически подается вода в приемный бак *10* и добавляется вода в лизиметр *II*; *11*, *12* — пьезометры для визуального наблюдения за положением уровня воды; *13—16* — поплавковые самописцы «Валдай»; *17* — скважина

некоторые показатели водного баланса для грунтовых вод как в естественных, так и нарушенных условиях. Она дает возможность получить данные о горизонтальном и вертикальном водообменах в почвах и породах зон аэрации и насыщения (см. гл. XI), которые широко используются при проектировании осушительных и оросительных мероприятий.

Наиболее сложен процесс испарения влаги растениями. Помимо испарения воды с поверхности смоченного дождем растительного покрова, которое носит физический характер, растения расходуют на испарение огромные массы воды путем транспирации. Транспирация — процесс физиологический, связанный с ростом тканей. Он заключается в том, что растения, всасывающие в вегетационный период влагу с различной глубины (в зависимости от развития корневой системы), задерживают только небольшую часть этой влаги, остальная влага испаряется.

Растительный покров во влагообороте суши выполняет роль грандиозного испарителя. Достаточно, например, сказать, что в некоторых районах интенсивность испарения растительным покровом (транспирации) превышает величину испаряемости с водной поверхности.

Для различных растительных сообществ А. Майером приводятся следующие значения расхода влаги на транспирацию в течение года (мм): травы и культурные растения — 229—254; крупные лиственные деревья — 203—305; мелкие деревья и кустарники — 154—203; хвойные деревья — 102—154.

На транспирацию влаги растениями большое влияние оказывают влажность воздуха, недостаток насыщения, температура воздуха и почвы, а также ветер. Чем больше влажность воздуха и меньше дефицит влажности, тем меньше транспирация; чем выше температура воздуха и почвы и чем больше сила ветра, тем транспирация больше.

Потребность растений в воде определяется так называемым транспирационным коэффициентом, под которым понимают количество воды в весовых единицах, необходимое для образования единицы сухого вещества. Транспирационные коэффициенты различных растений неодинаковы. Многие сельскохозяйственные растения в районах умеренного теплого климата имеют транспирационный коэффициент 250—350, в условиях степного климата — 450—500 и более.

Большое влияние на испарение оказывают суховеи — воздушные массы, перемещающиеся из жарких пустынных стран, а также возникающие при определенных условиях на месте, имеющие высокую температуру и весьма низкую относительную влажность. Усиливающийся при этом теплообмен приводит к дальнейшему высушиванию воздуха. Температура воздуха поднимается значительно выше 30° С, а относительная влажность падает ниже 15%. Воздух становится иссушающим, «сжигающим» листья растений и зерна злаков. Обычно суховей продолжается несколько дней, но этого достаточно для того, чтобы зеленые поля превратились в выжженную пустыню.

Устройство сети лесных полезащитных полос, лесные насаждения на полях и по оросительным каналам, закрепление растительностью перевеваемых песков и другие меры, несомненно, значительно уменьшают испарение влаги с земной поверхности и приостанавливают губительное влияние суховеев.

Орошение огромных земельных массивов в засушливых областях и транспирация влаги листьями зеленых растений на орошаемых площадях повышают влажность воздуха, что благоприятно отражается на произрастании культурных растений в наиболее жаркий период года.

Поверхностные воды тесно связаны с подземными. Последние могут находиться в парообразном, жидком и твердом состояниях (см. гл. III, § 4).

Обычно атмосферные осадки и поверхностные воды, просачиваясь в горные породы, пополняют ресурсы подземных вод, особенно самой верхней части земной коры. Подземные воды, разгружаясь в океанах, морях, озерах, реках или в эрозионных врезах и по тектоническим разломам, снова выходят на поверхность земли.

Часть воды в земной коре находится в свободном состоянии, т. е. она способна передвигаться под действием силы тяжести или разности гидростатических напоров. Значительное количество воды находится в литосфере в связанном состоянии и удерживается молекулярными силами частиц породы или входит в кристаллические решетки минералов (см. гл. III, § 4).

В совокупности поверхностные и подземные воды составляют водную оболочку Земли, которую принято называть гидросферой.

Гидросферу подразделяют (Ф. П. Саваренский, А. М. Овчинников, Ф. А. Макаренко, А. А. Карцев, В. И. Лялько и др.) на две части: наземную (поверхностные воды) и подземную (воды литосферы).

Общий объем свободной гравитационной воды в породах земной коры исследователями оценивается весьма неоднозначно — от 60 млн. км³ (Ф. А. Макаренко, М. И. Львович) [16] до 1050 млн. км³ (В. Ф. Дерпгольц) [7].

§ 3. ПОНЯТИЕ О ПОВЕРХНОСТНОМ И ПОДЗЕМНОМ СТОКАХ

Под стоком подразумевается передвижение дождевой и талой воды по земной поверхности (поверхностный сток) и в толщах горных пород (подземный сток).

Атмосферные осадки расходуются на поверхностный сток, испарение и поглощение горными породами. Поверхностный сток создается водами, текущими по поверхности земли под влиянием силы тяжести со стороны водораздельных пространств — от более высоких участков к пониженным. Сливаясь вместе, отдельные мелкие водотоки превращаются в крупные реки. Реки питаются как поверхностными, так и подземными водами. Речной сток зависит от нескольких факторов, в том числе от размеров и формы водосборных бассейнов, ограниченных наиболее высокими горизонталями рельефа местности на водоразделах *. Размеры речных водосборных бассейнов весьма различны. Например, бассейн р. Волги имеет длину 3960 км и площадь водосборного бассейна 1380 тыс. км².

Другие факторы речного стока: 1) климатические условия и вид осадков; 2) рельеф местности; 3) характер и состояние склонов;

* Термины «сток» и «речной сток» являются синонимами.

4) водопроницаемость горных пород, а также искусственные мероприятия.

Главный фактор стока — это климатические условия: чем больше выпадает атмосферных осадков и чем меньше их испаряется, тем больше сток. В засушливых юго-восточных районах европейской части СССР, в Средней Азии и других подобных областях, где выпадает мало осадков, мелкие реки и летом не имеют стока (пересыхают). Большое значение оказывает температура воздуха: при высокой температуре значительная часть осадков испаряется, что приводит к уменьшению поверхностного стока; высокая относительная влажность воздуха, даже при его повышенной температуре, не способствует испарению влаги.

В районах с глубоким сезонным промерзанием, где условия для просачивания талых вод неблагоприятны, за счет этих вод весной увеличивается поверхностный сток. Кратковременные слабые дожди, как правило, дают небольшой поверхностный сток, а иногда и совсем не дают стока, поскольку вся атмосферная влага расходуется на испарение и поглощение. Сильные дожди и ливни обусловливают сравнительно высокий сток. Снежный покров с наступлением теплого весеннего времени в короткий срок формирует большой паводок (поверхностный сток), вызывая на многих реках СССР наводнения.

В горных районах и в районах с рельефом, сильно расчлененным овражно-балочной и речной сетью, при значительной крутизне склонов атмосферные осадки быстро стекают в сторону ближайшего понижения; при слабо расчлененном рельефе сток замедляется. Сток уменьшается также, если склоны задернованы, покрыты кустарником или лесом. При этом вода, встречая на своем пути препятствия в виде растительного покрова, лесной подстилки, кустарников и т. д., размывает склоны с меньшей интенсивностью. В связи с этим на площадях лесных массивов поглощается больше осадков, чем на открытой местности. Таким образом, влияние леса сказывается в переходе поверхностного стока в подземный.

Величина стока зависит от водопроницаемости пород: чем большая часть атмосферных осадков просачивается в породы, тем меньшая часть их участвует в поверхностном стоке. На участках, сложенных водопроницаемыми песками и трещиноватыми породами, значительное количество атмосферных осадков расходуется на поглощение, поэтому поверхностный сток заметно уменьшается.

К искусственным факторам, влияющим на изменение величины поверхностного стока, можно отнести лесные полезащитные полосы, которые способствуют уменьшению стока и увеличению накопления влаги в почве, а также некоторые агротехнические мероприятия, например зяблевая вспашка вдоль горизонталей склонов, способная задерживать на время большие массы воды. Из борозд такой вспашки атмосферная влага бóльшей частью расходуется на испарение и поглощение.

Значительное влияние как на поверхностный, так и на подземный сток оказывают крупные гидротехнические сооружения — каналы, водохранилища и т. п. [9].

Выделяют следующие виды питания рек поверхностными водами: дождевое, снеговое, ледниковое и смешанное. Дождевое питание рек характерно для мягкого, умеренного и муссонного климатов. Снеговое питание преобладает в районах с холодным климатом. Здесь накопившиеся за зиму осадки в виде снега и льда дают в течение весны и части лета до 50% и более годового стока. Ледниковое питание, т. е. питание за счет таяния ледников, наблюдается в бассейнах горных рек; основная масса воды поступает в такие реки в летнее время. Смешанное питание нередко получают реки в предгорных и других районах. Например, р. Кубань в СССР имеет дождевое и ледниковое питание; основную массу воды она получает летом, при таянии ледников в горах, а весной атмосферные осадки составляют дополнительное питание.

Ливневый характер атмосферных осадков обусловливает интенсивную эрозию рыхлых пород (особенно лёссов и лёссовидных суглинков), поэтому вода рек в таких областях имеет высокую мутность.

Подземные воды участвуют в питании вследствие дренирования их речными руслами. При этом иногда подземные воды выходят в долинах рек на поверхность, образуя концентрированные источники при высокой водопроводимости пород или слабо фильтруясь через пласты с низкой водопроводимостью.

В районах распространения многолетней мерзлоты некоторое значение для питания рек имеет, по-видимому, оттаивание погребенных льдов и льдистых пород.

В количественном отношении участие подземного стока в питании рек изучено еще недостаточно, но известно, что для некоторых рек по сравнению с величиной поверхностного стока этот вид питания оказывает меньшее значение. На многих реках СССР весной и в начале осени сток обусловлен преимущественно поверхностными водами (таяние снежного покрова, выпадение атмосферных осадков), а летом, особенно во время засухи, и зимой преобладающая роль в питании рек принадлежит подземным водам.

Величина подземного стока зависит также от соотношения размеров поверхностного и подземного водосборных бассейнов.

В зависимости от строения рельефа, степени его расчлененности и геоструктурных условий соотношения между бассейнами поверхностного и подземного стока могут быть самыми разнообразными. В некоторых районах они совпадают, в других — бассейны поверхностного стока превышают площади подземных водосборных бассейнов, а иногда бассейны подземного стока значительно превышают наземную водосборную площадь (рис. 7).

Количество воды, протекающей в единицу времени через поперечное сечение русла реки, называется р а с х о д о м в о д ы. Большие расходы воды обычно измеряются в метрах кубических в секунду, а малые — в литрах в секунду.

Чтобы определить расход воды Q в том или ином сечении русла реки, необходимо знать среднюю скорость речного потока v и площадь его сечения F.

Расход воды в общем виде определяется по формуле

$$Q = vF, \text{ м}^3/\text{с}. \qquad (II.4)$$

Для определения скорости течения и расхода воды в речном русле разбивают гидрометрические створы. Методика разбивки гидрометрических створов, оборудование водомерных постов, организация на них наблюдений за колебаниями уровня воды в реке, определения

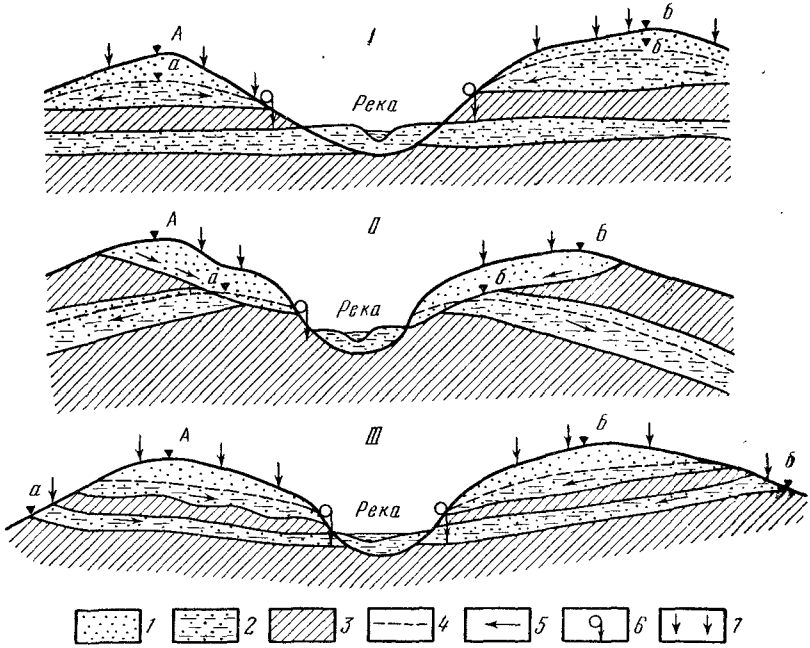


Рис. 7. Соотношение площадей бассейнов поверхностного и подземного стоков:
I — бассейны поверхностного и подземного стоков совпадают; *II* и *III* — бассейны поверхностного и подземного стоков не совпадают; *АБ* — поверхностный сток; *аб* — подземный сток: *1* — песок; *2* — песок с водой; *3* — глина; *4* — уровень грунтовых вод; *5* — направление движения грунтового потока; *6* — источник нисходящий; *7* — инфильтрация атмосферных осадков

скорости течения воды с помощью гидрометрических вертушек, поплавков и других приборов рассматриваются в специальном курсе * и освещаются в соответствующей литературе [2, 14].

Сток может быть выражен следующими характеристиками.

1. Модулем стока M называется количество воды, стекающей в единицу времени с 1 км² водосборной площади речного бассейна:

$$M = \frac{Q \cdot 10^3}{F_{\text{бас}}}, \text{ л/с на 1 км}^2, \qquad (II.5)$$

где Q — средний годовой расход, м³/с; $F_{\text{бас}}$ — водосборная площадь речного бассейна, км².

---

* Курс гидравлики с основами гидрологии и гидрометрии.

Для пересчета величины модуля стока M на высоту слоя стока h, выражаемую в миллиметрах, можно составить следующее уравнение:

$$\frac{MF_{бас} \cdot 31{,}5 \cdot 10^6}{10^3},\ м^3/год = F_{бас} \cdot h \cdot 10^3,\ м^3/год,$$

откуда

$$M = \frac{h}{31{,}5},\ л/с\ на\ 1\ км^2 \qquad (II.6)$$

или

$$h = 31{,}5\ M,\ мм. \qquad (II.7)$$

Здесь $31{,}5 \cdot 10^6$ — число секунд в году.

2. Нормой стока называется среднеарифметическая величина речного стока за продолжительный период наблюдения (40—50 лет).

3. Коэффициентом стока η называется отношение величины стока y за какой-либо период к количеству атмосферных осадков x за тот же период (обычно за год):

$$\eta = \frac{y}{x}. \qquad (II.8)$$

Здесь сток y и количество атмосферных осадков x выражены высотой слоя воды в миллиметрах. Поэтому коэффициент стока выражается в отвлеченных единицах или в процентах:

$$\eta = \frac{y}{x} \cdot 100. \qquad (II\ 9)$$

По коэффициенту стока η за какое-либо время T (например, $T = 1$ году) можно определить модуль стока M за то же время. Допустим, что коэффициент стока η за год для какого-нибудь водосборного бассейна равен 0,12 при годовом количестве осадков $x =$ $= 800$ мм. Тогда модуль стока будет

$$M = \frac{x \cdot \eta \cdot F}{T_{год}} = \frac{0{,}8 \cdot 0{,}12 \cdot 1000^2}{365 \cdot 24 \cdot 60 \cdot 60} = 0{,}00304\ м^3/с,$$

или 3,04 л/с на 1 км^2.

Обычно коэффициент стока меньше единицы, поскольку сток составляет лишь часть атмосферных осадков. Только в районах развития карста и реже при синклинальном залегании водопроницаемых пластов, когда площадь подземного водосборного бассейна значительно больше, чем поверхностного, значение коэффициента стока может превышать единицу (см. рис. 7, *III*). Коэффициент стока в горных районах высокий и колеблется от 0,5 до 0,9 (от 50 до 90%).

Величина модуля стока обусловливается как поверхностным, так и подземным стоком. В зимнее время и в период длительного отсутствия атмосферных осадков многие реки получают питание только за счет подземных вод; во время весенних половодий и больших ливней роль подземного стока незначительна. Максимальный

модуль стока приходится на весенние половодья, минимальный наблюдается зимой.

Средний многолетний модуль речного стока для всей территории СССР около 5—6 л/с на 1 км²; амплитуда колебаний модуля стока — от 0 до 75 л/с на 1 км². На большей части территории многолетней мерзлоты преобладают модули стока от 6 до 15 л/с на 1 км². На территории европейской части СССР значение среднего (общего) многолетнего модуля речного стока изменяется от 15 л/с на 1 км² на северо-западе до 0,5 л/с на 1 км² на юго-востоке (рис. 8).

Модуль подземного стока обычно не превышает нескольких процентов общего (суммарного) — поверхностного и подземного, увеличиваясь в районах распространения карстующихся пород. По наблюдениям на некоторых месторождениях полезных ископаемых, залегающих в условиях карста, модуль подземного стока колеблется от 2 до 6 л/с на 1 км², что иногда составляет около 50% поверхностного стока [9].

Как показывают данные рис. 8, значения модулей подземного стока на территории СССР колеблются от десятых долей единицы в засушливых областях до 2,5—3 л/с на 1 км² на северо-западе европейской части; наибольшие их величины установлены в крайних восточных областях (5—20 л/с на 1 км²) [6].

Величину подземного стока (грунтового питания) можно определить различными методами. Один из них заключается в использовании данных измерений расхода воды на двух гидрометрических створах, расположенных на некотором расстоянии один от другого. Чаще створы разбивают на прямолинейных участках русла реки, не имеющих боковых притоков, причем расход воды в створах должен быть измерен в период отсутствия атмосферных осадков.

По данным этих измерений определяют величину грунтового питания (в м³/с), пользуясь формулой

$$Q_{под} = Q_1 - Q_2, \qquad (II.10)$$

где $Q_{под}$ — величина подземного питания; Q_1 — расход в нижнем створе реки; Q_2 — расход в верхнем створе.

Величину подземного питания на 1 км длины берегов реки q находят путем деления разности расходов $Q_1 - Q_2$ на расстояние l между гидрометрическими створами:

$$q = \frac{Q_1 - Q_2}{l}, \text{ м}^3/\text{с} \cdot \text{км}. \qquad (II.11)$$

Гидрометрический способ применяется также и тогда, когда возникает необходимость определения величины поглощения речных вод аллювиальными толщами или на участках распространения закарстованных пород. Делались также попытки определения гидрометрическим способом величины испарения речных вод в засушливых районах, где подземное питание отсутствует или незначительно.

Описанный метод расчета позволяет определить величину подземного питания реки с точностью до 5—10%.

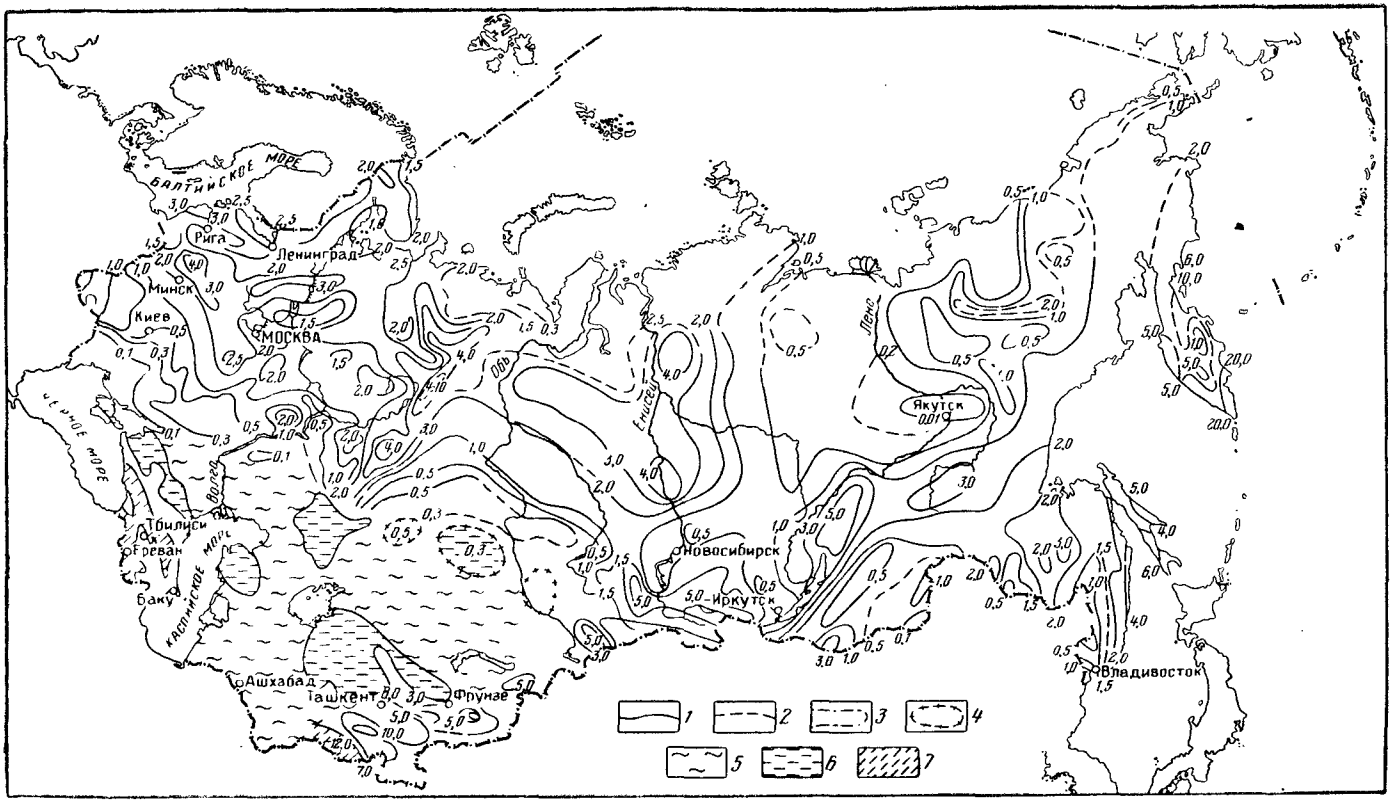


Рис. 8. Распределение величин подземного стока в реки, л/с с 1 км² [6]:

1 — изолинии модулей подземного стока; *2* — то же, рассчитанных приближенно; *3* — участки особых условий формирования подземного стока под влиянием карста; *4* — участки, для которых подземный сток рассчитан по водному балансу озер; *5* — область спорадического распространения пресных грунтовых вод; *6* — область распространения грунтовых вод с пестрой минерализацией и наличием стока пресных артезианских вод; *7* — области с колебанием стока в больших пределах

Определив водосборную площадь, с которой подземный сток воды поступает на данный участок, можно получить модуль подземного стока $M_{под}$ путем деления $Q_{под}$ на величину водосборной площади $F_{под}$:

$$M_{под} = \frac{Q_{под}}{F_{под}} \cdot 10^3, \qquad (II.12)$$

где подземный сток $Q_{под}$ выражается в м³/с, площадь подземного водосбора $F_{под}$ — в км², а модуль подземного стока $M_{под}$ — в л/с на 1 км².

Модуль подземного стока $M_{под}$ можно также найти по модулю общего стока M, исходя из следующего уравнения:

$$M_{под} = \frac{KM}{100}, \qquad (II.13)$$

где K — модульный коэффициент, обозначающий величину подземного стока в процентах от общего стока.

Модульный коэффициент рассчитывается по следующей формуле:

$$K = \frac{M_{мин}}{M}, \qquad (II.14)$$

где $M_{мин}$ — минимальный модуль стока, л/с на 1 км².

Этот минимум берется по зимнему расходу реки, поскольку в зимний период реки питаются подземными водами.

Следует отметить, что модуль подземного стока служит характерным показателем для оценки водообильности горных пород, слагающих водосборный бассейн реки, поскольку именно от величины этого модуля зависит количество подземной воды, поступающей в речное русло с 1 км² водоносного горизонта.

Известно, что подземный сток на малых реках может достигать 30% от общего годового речного стока. На отдельных реках при благоприятном сочетании гидрогеологических и геоморфологических условий он возрастает до 90%. Например, в одном из районов Крыма атмосферные осадки почти полностью поглощаются трещинами на площади распространения закарстованного массива карбонатных пород. На площади питания источника Воклюз во Франции, сложенной неокомскими известняками, размером 1650 км² поглощается 60% годового количества осадков.

Режим питания реки, распределение стока в течение года, а также величину подземного стока можно определить путем анализа гидрографа реки. Гидрографом называется график изменения во времени расхода воды за год или часть года (сезон, половодье или паводок).

Методы расчленения гидрографа рек предложены Б. В. Поляковым, К. П. Воскресенским, Ф. А. Макаренко, Б. И. Куделиным и др.

Достаточно обоснованный метод расчленения гидрографа реки и определения величины подземного питания разработан Б. И. Куделиным. Он выделяет четыре различных вида питания рек подземными водами, в соответствии с чем им и рассмотрены четыре схемы

расчленения гидрографа реки (рис. 9), которые детально проанализированы в работе Б. И. Куделина [11], а также и в сборнике задач по общей гидрогеологии [5].

Следует иметь в виду, что определение величины подземного питания по гидрографам можно проводить только для малых и средних рек. Для больших рек метод расчленения гидрографа неприменим, так как водосборная площадь этих рек имеет очень сложное

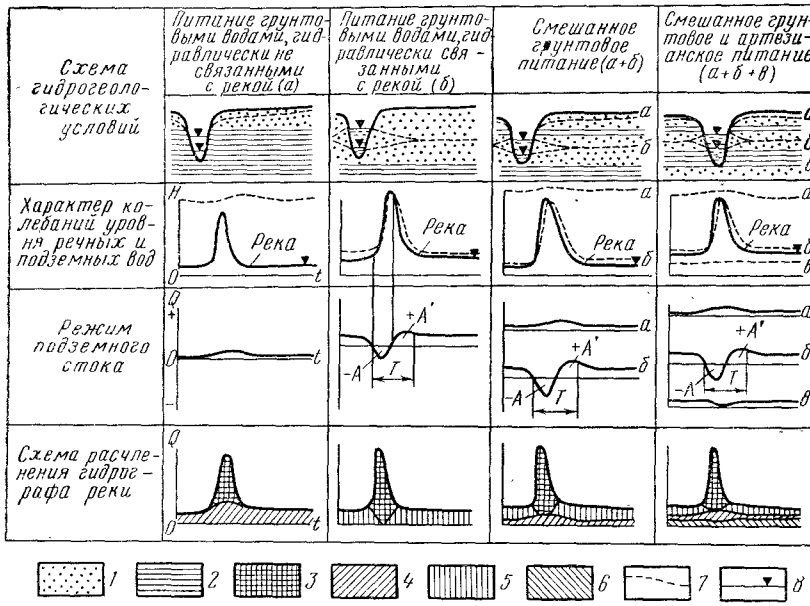


Рис. 9. Типовые схемы расчленения гидрографа реки в зависимости от гидрогеологических условий речных бассейнов и режима подземного стока (по Б. И. Куделину):

1 — водоносные породы; *2* — водоупорные породы; *3* — поверхностный сток; *4* — подземный сток из водоносных горизонтов, гидравлически не связанных с рекой; *5* — подземный сток из водоносных горизонтов, гидравлически связанных с рекой; *6* — сток из напорных горизонтов; *7* — уровень подземных вод; *8* — горизонт воды в реке; *T* — время берегового регулирования поверхностного стока; *—A*, *+A* — отрицательная и положительная фазы подземного стока в период весеннего половодья

геолого-литологическое строение и гидрогеологические условия, поэтому на различных площадях бассейна отмечаются самые разнообразные условия гидравлической связи вод водоносных горизонтов с речными водами. Более подробные сведения о расчленении гидрографа даются в курсе «Методика гидрогеологических исследований» [9]. Необходимо также иметь в виду, что величину подземного стока за отдельный год можно использовать только для общего представления о его значении.

По последним вычислениям гидрологов ежегодный речной сток с территории СССР составляет немногим более 4000 км³ воды, что примерно равно около 18 тыс. м³ на человека. Если принять долю подземного стока .10%, то на подземные воды придется 400 км³, а при величине подземного стока 25% — 1000 км³ воды в год.

§ 4. ОБЩИЙ КРУГОВОРОТ ВОДЫ В ПРИРОДЕ

Общее количество воды, находящейся на земном шаре, и ее распределение по различным сферам, по данным М. И. Львовича, показано в табл. 3 [16].

Данные табл. 3 свидетельствуют о том, что преобладающий объем воды содержится в Мировом океане, в литосфере и ледниках. Объем поверхностных вод суши (без учета воды, содержащейся в ледниках) и атмосферной влаги составляет всего только 0,2% общего объема воды на земном шаре.

Таблица 3

Часть гидросферы	Объем воды, тыс. км³	% от общего объема
Мировой океан	1 370 323	93,96
Подземные воды	60 000	4,12
В том числе зоны активного водообмена	4 000	0,27
Ледники	24 000	1,65
Озера	280 *	0,019
Почвенная влага	85 **	0,006
Пары атмосферы	14	0,001
Речные воды	1,2	0,0001
Итого	1 454 703	100

* В том числе около 5 тыс. км³ воды в водохранилищах.
** В том числе около 2 тыс. км³ оросительных вод.

Крупнейшими хранилищами пресных вод на Земле являются ледники, которые занимают площадь более 16 млн. км², т. е. около 11% поверхности суши. Наибольшая мощность материкового льда выявлена в Антарктиде, где ее средняя величина равна 2000 м, а максимальная по измерениям советских гляциологов составляет 4200 м. Если допустить, что все льды на Земле расстаяли, то уровень Мирового океана поднялся бы на 64 м, его площадь увеличилась бы примерно на 1,5 млн. км², а площадь суши соответственно уменьшилась бы на 1% [15].

Воды атмосферы, поверхностные и подземные тесно связаны между собой и находятся в постоянном движении (рис. 10). Под влиянием солнечной энергии и действием силы тяжести в природе происходит непрерывный (вечный) круговорот (влагооборот). Испаряясь с поверхности океанов, морей, рек, озер, суши и растительного покрова, вода переходит в атмосферу в виде пара. В процессе перемещения воздушных масс водяные пары переносятся над поверхностью земли, при определенных условиях сгущаются и выпадают на землю в виде дождя или снега.

Выпавшие на поверхность земли атмосферные осадки частью стекают в реки, моря и океаны, некоторое их количество расходуется

на питание растений, частично просачивается через почву в пласты горных пород, достигая уровня подземных вод, а некоторый их объем вновь испаряется в атмосферу (см. рис. 10). Через какое-то время просочившиеся осадки на пониженных участках поверхности (например, на берегах морей, в долинах рек, в балках и оврагах) могут снова появиться на поверхности в виде источников (выходы подземных вод на поверхность). Воды таких источников также стекают в реки и моря и расходуются на испарение.

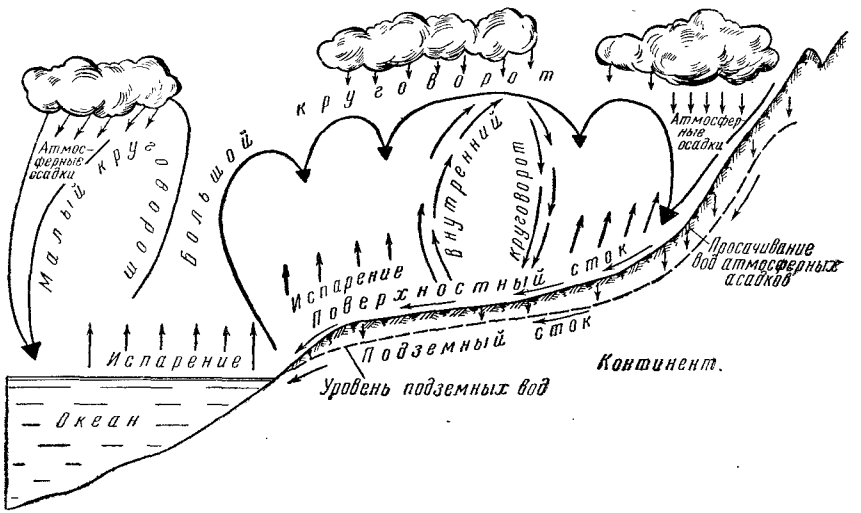


Рис. 10. Схема круговорота воды в природе

Следовательно, в круговороте воды принимают участие атмосферные, поверхностные и подземные воды, причем он (круговорот воды) оказывает решающее влияние на формирование ресурсов подземных вод в верхней части земной коры.

В общей схеме выделяют несколько круговоротов воды: большой (внешний), малый и внутренний.

При большом круговороте часть водяных паров, образовавшихся в результате испарения воды океанов и морей, переносится на сушу, где выпадает в виде осадков, некоторое количество из которых вновь стекает в моря и океаны в виде поверхностного и подземного стоков (см. рис. 10).

В процессе малого круговорота часть испарившейся с поверхности океанов и морей влаги выпадает здесь же в виде осадков.

Внутренний круговорот обеспечивается водой, которая испаряется в пределах материков — с водной поверхности рек и озер, с суши и растительности и там же выпадает в виде осадков. Эти осадки снова расходуются на сток и испарение, причем часть испарившейся влаги вновь выпадает на материке.

§ 5. ПОНЯТИЕ О ВОДНОМ БАЛАНСЕ

Количественное выражение круговорота воды для речных бассейнов, отдельных регионов или земного шара в целом называется водным балансом.

В общем виде уравнение водного баланса для замкнутого речного бассейна за произвольно взятый период времени было предложено А. М. Великановым (1948 г.):

$$x = y + z + u + \omega, \tag{II.15}$$

где x — осадки на площади водосбора, мм; y — речной сток, мм; z — испарение за вычетом конденсации, мм; u — положительное или отрицательное значение сумм всех изменений запасов влаги, мм (например, возрастание или убывание толщины снежного покрова, подъем или снижение уровня грунтовых вод, горизонта воды в реке или озере и т. д.); ω — положительное или отрицательное значение водообмена данного бассейна с соседними.

Для многолетнего периода наблюдений, в течение которого годы с большим количеством осадков и засушливые чередуются, уравнение (II.15) принимает более простой вид

$$x_0 = y_0 + z_0. \tag{II.16}$$

В практике гидрологических расчетов это уравнение получило широкое применение для определения элементов водного баланса за многолетний период (нормы испарения с площади бассейна и др.). Причем уравнение (II.15), как отмечает Б. И. Куделин, стало применяться для любых речных бассейнов вне зависимости от их размеров, геологического строения и гидрогеологических условий, что нельзя признать правильным [11].

Исследования, проведенные Б. И. Куделиным, показали, что уравнением (II.15) можно пользоваться только при учете следующих существенных природных факторов: 1) атмосферные осадки расходуются помимо испарения и поверхностного стока лишь на формирование неглубокого подземного стока; 2) размеры бассейнов поверхностного и подземного стоков близки по площади; 3) поступление подземных вод из других бассейнов отсутствует или является незначительным (когда им можно пренебречь); 4) с площади изучаемого бассейна не происходит перетекания подземных вод в другие бассейны.

Важно подчеркнуть, что это уравнение нельзя применять для расчетов элементов водного баланса в условиях, когда значительная часть атмосферных осадков участвует в питании подземных вод глубоких горизонтов и на длительное время уходит из современного круговорота влаги. Анализируемое уравнение не следует использовать также для определения водного баланса речных бассейнов, в пределах которых на поверхность выходят подземные воды из глубоких горизонтов.

Учитывая различные геоструктурные и гидрогеологические особенности, Б. И. Куделин предложил следующее уравнение водного баланса замкнутого речного бассейна для многолетнего периода:

$$x_0 = y_0 + z_0 \pm W_0, \qquad (II.17)$$

где W_0 — среднемноголетняя величина питания глубоких водоносных горизонтов за счет атмосферных осадков или поступление подземных вод из глубоких горизонтов на поверхность в пределах речного бассейна, мм. Остальные обозначения прежние.

В уравнении (II.17) два элемента водного баланса x_0 и y_0 систематически измеряются, публикуются и всегда могут быть найдены в справочной литературе, а z_0 определяется гидрофизическими методами, которые изложены в соответствующих указаниях [17]. Следовательно, используя полученные данные из уравнения (II.17), можно определить балансовым методом величину питания W_0 глубоких водоносных горизонтов.

Для бессточных областей, где $y_0 = 0$, общее уравнение среднемноголетнего водного баланса (II.17) примет вид

$$\pm W = x_0 - z_0. \qquad (II.18)$$

Для большого круговорота воды в природе в годовом разрезе по многолетним данным для суши со стоком в океан используется уравнение

$$z_c = x_c - y, \qquad (II.19)$$

где z_c — годовое испарение с поверхности суши, мм; x_c — годовые осадки на поверхности суши, мм; y — годовой речной сток с поверхности суши, мм.

Уравнение (II.19) свидетельствует о том, что количество воды, испаряющейся с суши, имеющей сток в океаны или моря, соответствует осадкам за вычетом речного стока.

Для Мирового океана уравнение большого круговорота воды имеет вид

$$z_м = x_м + y, \qquad (II.20)$$

где $z_м$ — годовое испарение с поверхности океанов и морей, мм; $x_м$ — годовые осадки на поверхности океанов и морей, мм. Остальные обозначения прежние.

Приведенное уравнение (II.20) показывает, что с поверхности океанов испаряется воды больше, чем выпадает осадков на его поверхность, причем разность между ними равна величине речного стока.

Обычно при определении водного баланса для всего земного шара расчет ведется для среднего года, когда изменение запасов влаги на поверхности земли и породах принимается равным нулю, а также не учитывают возможность поступления ювенильных (юных, первичных) вод, образование дегидратационных вод и расход воды на гидратацию.

С учетом изложенного для бессточных (замкнутых) областей уравнение водного баланса примет вид

$$z_б = x_б, \qquad (II.21)$$

где $z_б$ — годовое испарение для бессточных областей суши, мм; $x_б$ — годовые осадки бессточных областей суши, мм.

Сложив левые и правые части уравнений (II.19), (II.20) и (II.21), получим уравнение водного баланса для всего земного шара:

$$z_с + z_м + z_б = x_с + x_м + x_б. \qquad (II.22)$$

Уравнение (II.22) показывает, что испарение с поверхности всей Земли равно количеству атмосферных осадков, выпавших на ее поверхность.

Общая поверхность земного шара составляет примерно 510 × × 10^6 км². Из этой площади океаны и моря занимают 361,1·10^6 км², т. е. около 70,8%, а суша — 148,9·10^6 км², или 29,2%. Примерно с 116,8·10^6 км² суши происходит сток воды непосредственно в океаны или соединенные с ними моря. Такие области принято называть сточными (реже периферийными). Остальная суша (32,1 × × 10^6 км²) является бессточной (замкнутой). Бессточные (часто пустынные) области расходуют получаемую ими воду только на испарение. В наиболее крупную бессточную область — Арало-

Таблица 4

Элементы водного баланса	Годовой объем, км³	Годовой слой, мм	Проценты от атмосферных осадков земного шара
Часть суши со стоком в океан (116 800 тыс. км²)			
Осадки	106 000	910	20,2
Речной сток	41 000	350	7,8
Испарение	65 000	560	12,2
Бессточная (замкнутая) часть суши (32 100 тыс. км²)			
Осадки	7 500 *	238	1,4
Испарение	7 500	238	1,4
Мировой океан (361 100 тыс. км²)			
Осадки	411 600	1140	78,4
Приток речных вод	41 000	114	7,8
Испарение	52 600	1254	86,1
Земной шар (510 000 тыс. км²)			
Осадки	525 000	1030	100
Испарение	525 000	1030	100

* В том числе 830 км³, или 26 мм, речного стока.

Каспийскую — поступают воды таких крупных рек, как Волга, Сырдарья, Амударья и Урал.

Представление о годовом водном балансе земного шара можно получить по следующим (табл. 4) приближенным подсчетам М. И. Львовича [16].

На рис. 11 показана схема основных составляющих (элементов) водного баланса земного шара. Кроме того, на ней дано приближенное значение первичных (ювенильных) вод, выделяющихся из мантии

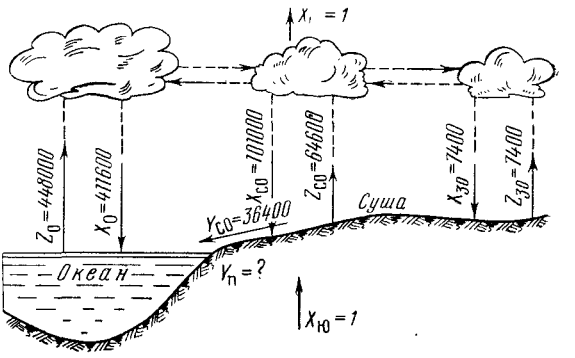


Рис. 11. Основные балансовые составляющие круговорота воды на земном шаре: X_0 — осадки на океан; $X_{ю}$ — поступление первичных (ювенильных) вод из мантии Земли; Z_0 — испарение из океана; x — потери воды в верхних слоях атмосферы; $X_{со}$, $X_{зо}$ — соответственно осадки в сточных и замкнутых областях суши; $Z_{со}$, $Z_{зо}$ — соответственно испарение в сточных и замкнутых областях суши; $Y_{со}$, $Y_{по}$ — соответственно поверхностный и подземный стоки в океан; размерность в км³

Земли ($x_{ю}$), и потери воды (x) в верхних слоях атмосферы (диссоциация молекул и рассеивание в космическое пространство).

Водный баланс территории СССР, равной 22 013 тыс. км², характеризуется данными, полученными расчетным путем Б. И. Куделиным [12] и М. И. Львовичем [16]. Из табл. 5 видно, что этими исследователями приводятся близкие величины отдельных элементов водного баланса.

Таблица 5

Элементы водного баланса	По Б. И. Куделину		По М. И. Львовичу	
	Годовой объем, км³	Годовой слой, мм	Годовой объем, км³	Годовой слой, мм
Осадки	11 694	531	10 860	500
Полный речной сток	4 358 *	198	4 350 *	198
Подземный устойчивый сток	1 038	47	1 020 **	46
Поверхностный паводковый сток	3 320	151	3 330	152
Валовое увлажнение территории	8 374	351	7 630	348
Испарение	7 336	333	6 610	302

* Не учтено около 200—300 км³ речного стока, формирующегося за пределами СССР.
** Вместе со стоком, зарегулированным озерами и водохранилищами, годовой объем воды составляет 1300 км³.

§ 6. ПУТИ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ КРУГОВОРОТА ВОДЫ

В «Основных направлениях развития народного хозяйства СССР на 1976—1980 годы», принятых XXV съездом КПСС, записано: «...развивать научные основы рационального использования и охраны почв, недр, растительного и животного мира, воздушного и водного бассейнов».

Круговорот воды в природе является грандиозным и жизненно важным процессом, связывающим воедино атмосферу, биосферу и гидросферу.

Советский Союз, как уже отмечалось, сравнительно удовлетворительно обеспечен пресной водой. Однако вследствие неравномерного распределения водных ресурсов в некоторых крупных районах, например в Западном и Восточном Прикаспии, Казахстане, Туркмении, Южной Украине, Донецком бассейне и Средней Азии, ощущается недостаток в пресной воде.

В соответствии с «Основными направлениями развития народного хозяйства СССР на 1976—1980 годы», принятыми XXV съездом КПСС, предусматриваются широкие мероприятия по обеспечению водой засушливых и промышленных районов. В частности, в РСФСР будут продолжаться работы по строительству оросительно-обводнительных систем в Заволжье, предлагается приступить к строительству Константиновского гидроузла на р. Дон. На Украине проектируется за десятую пятилетку ввести в эксплуатацию 503 тыс. га орошаемых земель, главным образом в засушливых причерноморских и приазовских районах: начать строительство Дунайско-Днестровской и продолжить работы по строительству Каховской оросительных систем. Завершить строительство первой очереди канала Днепр — Донбасс и водовода к г. Харькову. Кроме того, большие работы предусматривается проводить в других союзных республиках.

Решение проблемы пресной воды в перспективе требует существенных изменений принципов использования и охраны водных ресурсов. Одной из насущных задач в этом направлении является преобразование круговорота воды, разработка мер и создание условий, способствующих более рациональному распределению влаги по отдельным регионам.

Наиболее трудно и сложно в настоящее время воздействовать на Мировой океан и верхние слои атмосферы.

Важной теоретической и практической задачей является научиться управлять морскими течениями в океанах и морях. Пока эта задача еще не осуществима. Однако в будущем человек, несомненно, сможет изменить направление морских течений в целях улучшения климата крупных частей суши [15, 16].

Изменение климатических условий путем непосредственного воздействия на верхние слои атмосферы также является проблемой будущего. На нижние, близлежащие к поверхности земли слои атмосферы уже широко применяются меры искусственного воздействия путем сооружения многочисленных водохранилищ в речных долинах, посадки лесонасаждений и полезащитных лесных полос,

почвенно-мелиоративных мероприятий, организации переброски вод северных рек в засушливые районы, преобразования водного режима рек и т. д.

Эти меры позволяют видоизменить в необходимом для человека направлении как местный водный баланс, так и водный баланс крупных регионов.

В данной крупнейшей проблеме преобразования круговорота воды в природе наряду с гидрологами, метеорологами, океанографами и географами принимают участие и гидрогеологи, так как значительную долю (в среднем 25—30%) в общем речном стоке составит подземный сток.

Для изменения водного баланса, задержания пресных вод в пределах суши и пополнения ресурсов пресных подземных вод разрабатываются искусственные меры по увеличению просачивания вод атмосферных осадков и вод поверхностного стока в горные породы, что в значительной мере увеличит эксплуатационные ресурсы подземных вод и благотворно повлияет на усиление подземной составляющей речного стока. О преимуществе водоснабжения за счет использования подземных вод, обеспечивающего получение более высококачественной воды, уже говорилось выше.

Кроме того, накапливание даже крупных ресурсов подземных вод не требует отвода специальных земельных участков и вода из подземных «хранилищ» не расходуется на испарение в таком большом количестве, как это имеет место в поверхностных водохранилищах.

В целом сущность основных преобразований круговорота воды сводится к задержанию паводковых вод в речных долинах и вод местного поверхностного стока. Все пресные воды, прежде чем они снова поступят в океан, должны использоваться человеком многократно для своих нужд. В перспективе почти полностью весь речной сток может быть задержан поверхностными водохранилищами и аккумулирован в пластах и толщах горных пород.

В более отдаленной перспективе можно рассчитывать на управление погодой в высоких частях атмосферы, на увеличение количества выпадающих атмосферных осадков, а также на разработку мер по уменьшению испарения с поверхности рек, озер и водохранилищ [15, 16].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Богомолов Г. В. Гидрогеология с основами инженерной геологии. Изд. 3-е. М., «Высшая школа», 1975. 320 с. с ил.

2. Быков Д. В., Веселъев А. В. Гидрометрия. Изд. 3-е. М., Гидрометеоиздат, 1972. 498 с. с ил.

3. Великанов М. А. Гидрология суши. Изд. 5-е. Л., Гидрометеоиздат, 1964. 402 с. с ил.

4. Водный баланс и водные ресурсы СССР. М., Гидрометеоиздат, 1967. 199 с. с ил.

5. Гавич И. К., Лучшева А. А., Семенова С. М. Сборник задач по общей гидрогеологии. М., «Высшая школа», 1964. 252 с. с ил.

6. Давыдов Л. К., Дмитриева А. А., Конкина Н. Г. Общая гидрология. Л., Гидрометеоиздат, 1973. 464 с. с ил.

7. Дерпгольц В. Ф. Воды во вселенной. Л., «Недра», 1971. 224 с. с ил.

8. Кац Д. М. Гидрогеология. М., «Колос», 1969. 320 с. с ил.
9. Климентов П. П. Методика гидрогеологических исследований. М., Госгеолтехиздат, 1961. 390 с. с ил.
10. Климентов П. П. Общая гидрогеология. Изд. 3-е. М., «Высшая школа», 1971. 224 с. с ил.
11. Куделин Б. И. Принципы региональной оценки естественных ресурсов подземных вод. М., Изд-во МГУ, 1960. 344 с. с ил.
12. Куделин Б. И. (ред.). Подземный сток на территории СССР. М., Изд-во МГУ, 1966. 304 с. с ил.
13. Личков Б. Л. Природные воды земли и литосферы. М., Изд-во АН СССР, 1960. 164 с. с ил.
14. Лучшева А. А. Практическая гидрометрия. М., Гидрометеоиздат, 1972. 384 с. с ил.
15. Львович М. И. Водные ресурсы будущего. М., «Просвещение», 1969. 176 с. с ил.
16. Львович М. И. Мировые водные ресурсы и их будущее. М., «Мысль», 1974. 448 с. с ил.
17. Указание по расчету испарения с водной поверхности. М., Гидрометеоиздат, 1969. 82 с. с ил.

Глава III

ВОДНО-ФИЗИЧЕСКИЕ И КОЛЛЕКТОРСКИЕ СВОЙСТВА ГОРНЫХ ПОРОД. ВИДЫ ВОДЫ В ГОРНЫХ ПОРОДАХ

§ 1. ПОРИСТОСТЬ ГОРНЫХ ПОРОД

Одной из важнейших гидрогеологических показателей горных пород является их пористость. В песчаных породах выделяют поровую пористость, а в крепких (песчаниках, гранитах и др.) — трещинную.

Подземные воды заполняют поры, трещины, карстовые каналы и другие пустоты в горных породах. Объем всех пустот в породе принято называть с к в а ж н о с т ь ю. Естественно, что чем больше скважность, тем больше порода может вместить воды.

Для движения подземных вод в горных породах большое значение имеют размеры пустот. В мелких порах и трещинах площадь соприкосновения воды со стенками пустот больше. Эти стенки оказывают значительное сопротивление движению воды, поэтому ее течение в мелкозернистых песках даже при больших напорах крайне затруднено. Чем крупнее размеры пустот, тем меньшее сопротивление испытывает вода при движении. В карстовых районах, например в крупных трещинах и пещерах, наблюдаются мощные потоки подземных вод, напоминающие течение речных вод на поверхности.

Различают скважность пород капиллярную и некапиллярную. Для капиллярной скважности характерны мелкие пустоты, где вода передвигается главным образом под действием электрических сил и сил поверхностного натяжения. К некапиллярной скважности относят крупные, лишенные капиллярных свойств пустоты, в которых вода передвигается только под влиянием силы тяжести и разности напора.

Мелкие пустоты в горных породах называют п о р и с т о с т ь ю. Обычно различают три вида пористости пород: общую (полную, абсолютную, физическую); открытую (действительную, пористость насыщения) и динамическую. Нередко термин «пористость» употребляют как синоним «общей пористости» [2].

О б щ а я п о р и с т о с т ь количественно определяется отношением объема всех мелких пустот в данном образце породы (включая и несообщающиеся между собой пустоты) ко всему объему образца. Выражается общая пористость в долях единицы

$$n = \frac{V_п}{V} \qquad \text{(III.1)}$$

или чаще в процентах

$$n = \frac{V_п}{V} \cdot 100, \qquad \text{(III.2)}$$

где n — общая пористость породы; $V_п$ — объем пор в образце породы; V — объем образца.

Общая пористость характеризуется также коэффициентом пористости (или приведенной пористостью). Коэффициент пористости e выражается отношением объема всех пор в породе $V_п$ к объему твердой части породы (скелета) $V_с$ и выражается в долях единицы

$$e = \frac{V_п}{V_с}. \qquad (III.3)$$

Коэффициент пористости широко используется в механике грунтов и грунтоведении, особенно при исследовании глинистых пород (глин, суглинков и др.). Это связано с тем, что глинистые породы обладают свойством изменять свой объем в зависимости от степени влажности. При увеличении влажности глина разбухает, т. е. увеличивает свой объем, а при потере влаги — сжимается (происходит усадка глины). Поэтому пористость глинистых пород предпочтительнее выражать отношением объема всех пор к объему твердой части образца породы, а не к объему всего образца породы, который, как уже отмечалось, изменяется.

Таким образом, окончательная формула будет

$$n = \frac{V_п}{V} = \frac{V_п}{V_с + V_п}. \qquad (III.4)$$

Разделив числитель и знаменатель последней формулы на $V_с$, найдем зависимость между пористостью n и коэффициентом пористости e

$$n = \frac{e}{1+e}, \qquad (III.5)$$

откуда приведенная пористость

$$e = \frac{n}{1-n}. \qquad (III.6)$$

Величина общей пористости породы, выраженная отношением объема пор ко всему объему породы, всегда меньше единицы (или, если она выражена в процентах, меньше 100). Величина же приведенной пористости может равняться единице и даже превышать ее. У пластичных глин, например, приведенная пористость резко увеличивается при изменении влажности и колеблется от 0,40 до 16.

В рыхлых зернистых породах пористость обеспечивается промежутками между отдельными частицами породы. Она зависит от размеров и формы этих частиц и характера их сложения. В крепких трещиноватых породах движение воды происходит по системе трещин (рис. 12).

Мелкие глинистые частицы пластинчатого, неправильного и угловатого вида обусловливают большой объем пор по сравнению с более крупными округленными частицами песков и других зернистых пород. Этим объясняется различие в пористости глин и песков. Частицы

в глинах имеют пластинчатую форму, соответственно и поры в них имеют вид удлиненных щелевидных промежутков. Пористость глинистых пород достигает 40—50% и более. В песках, поры которых по очертанию напоминают шар, пористость составляет 30—35%.

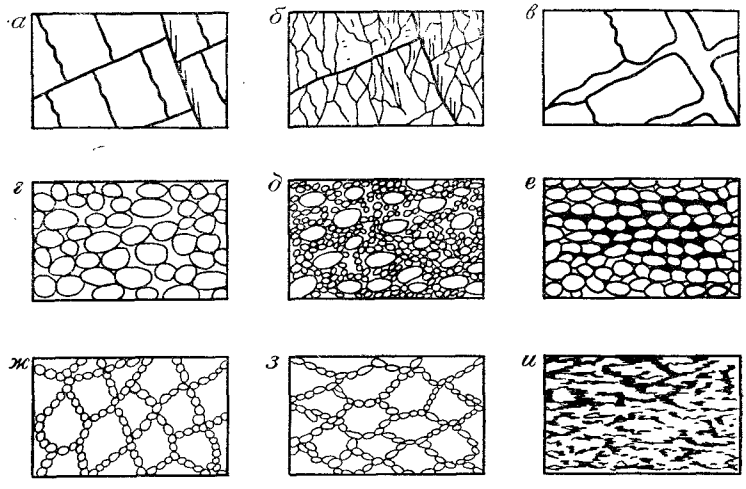


Рис. 12. Схематическое изображение различных видов пор в горных породах:
а — скальная порода с отдельными структурными порами и трещинами; *б* — та же порода с пористостью, увеличивающейся в результате процесса выветривания; *в* — кавернозная порода с крупными пустотами, подвергающаяся выщелачиванию и растворению; *г* — рыхлая песчаная порода с относительно хорошо отсортированными зернами и высокой пористостью; *д* — рыхлая песчаная порода с малой пористостью вследствие неравнозернистости; *е* — песчаная порода с малой пористостью в результате образования цемента пор и обрастания; *ж* — лёссовидная порода с микро- и макропористостью; *з* — глинистая микропористая порода; *и* — глинистая порода с малой пористостью вследствие уплотнения. Последние три типа пород показаны с увеличением

Чтобы убедиться в зависимости пористости от характера сложения зерен (частиц), рассмотрим следующий пример.

Допустим, что зерна песка имеют форму небольших шаров одинакового диаметра. Эти шары могут быть сложены различным образом. Их можно расположить рядами так, чтобы их центры образовали куб (рис. 13, *а*), или так, чтобы их центры образовали тетраэдр (рис. 13, *б*). При первом сложении пористость, как показывают расчеты, составит 47,6%, при втором — 26,2%, а в третьем случае (рис. 13, *в*) пористость будет иметь среднюю величину. Приведенный пример с шарами действителен для частиц любого размера, так как при шарообразной форме частиц пористость не зависит от их размера. Поэтому пористость песчаных пород, однородных по размеру частиц, колеблется в указанных пределах (от 26,2 до 47,6%).

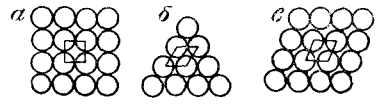


Рис. 13. Влияние расположения шаровых зерен на величину пористости:
а — наименее плотное сложение зерен; *б* — наиболее плотное сложение зерен; *в* — сложение средней плотности

В природной обстановке, однако, порода редко бывает однородной, а слагающие ее зерна обычно не имеют шарообразной формы. Чаще породы сложены частицами различного размера. Например, в галечнике промежутки очень часто заполнены песком или даже глинистым материалом; при таком сложении пористость несравненно будет меньше, чем в чистом галечнике. Пористость относительно однородных песков в естественных условиях составляет 30—35%, а в галечнике с песком она снижается до 15—20%. Такое же уменьшение пористости наблюдается и в крупнозернистых песках, гравелистых и других зернистых отложениях, где промежутки с крупными зернами заполнены более мелкими песчаными и глинистыми частицами. Так, данными гидрогеологических исследований в одном горном районе для строительства водохранилища было установлено, что в речной долине залегают пролювиальные и аллювиальные пески и галечники. Промежутки между гальками заполнены глинистым материалом, поэтому пористость и водопроницаемость оказались весьма небольшими.

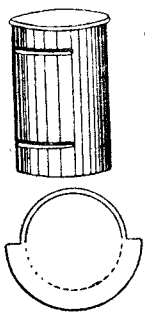


Рис. 14. Цилиндр для отбора образцов пород с ненарушенной структурой

Пористость зернистых пород зависит также от условий образования осадочных отложений и дальнейших процессов диагенеза. Например, если сухой песок насыпать в сосуд, он будет иметь более рыхлое сложение, чем песок, утрясенный и тем более насыпанный под водой с утрамбовкой.

Величину пористости n глинистой породы обычно рассчитывают по объемной массе и плотности породы по формулам:

$$n = \frac{\gamma - \delta}{\gamma} \cdot 100\%$$

или

$$n = \left[1 - \frac{\Delta}{\gamma(1 + 0{,}9\,W)}\right] \cdot 100\%, \qquad \text{(III.7)}$$

где γ — плотность породы, δ — объемная масса сухой породы, вычисляемая по формуле

$$\delta = \frac{\Delta}{1 + 0{,}01\,W},$$

в которой Δ — объемная масса влажной породы; W — естественная влажность породы.

Пористость песка определяют методом насыщения. Для этого сосуд определенного объема заполняют сухим песком и наливают воду до заполнения всех пор. Такой способ определения пористости песка даст точные результаты только при условии, если испытуемый образец песка имеет естественное сложение, т. е. его плотность сложения не будет сильно нарушена при отборе образца.

Для отбора песка с ненарушенной структурой применяются металлические цилиндры с режущим нижним краем или так называемые грунтоносы. Такой грунтонос для отбора образцов

песков в шурфах и обнажениях, открытый с обоих концов и заостренный с одного края, изображен на рис. 14. Он представляет собой цилиндр, на боковой стенке которого имеются две узкие щели (прорези). Для отбора образца с ненарушенной структурой из шурфа цилиндр постепенно задавливают в песок, после чего этот цилиндр снаружи осторожно очищают лопатой от породы, а в боковые щели вставляют заслонки, ограничивающие определенный объем образца. В таком виде образец незамедлительно поступает в полевую гидрогеологическую лабораторию для определения его физических и водных свойств.

При необходимости отбора образцов рыхлых пород с ненарушенной структурой из скважин, проходимых с промывкой водой или глинистым раствором, применяют грунтоносы различной конструкции. В качестве примера на рис. 15 показан грунтонос К. И. Тыльчевского. При помощи этого грунтоноса отбирают образцы с ненарушенной структурой из глин, суглинков и уплотненных песков.

Если по каким-либо причинам отобрать образец песка с ненарушенной структурой не представляется возможным, то, естественно, пористость песка $_{\text{к}}$ определяется приближенно.

К некапиллярной скважности относятся крупные поры в грубообломочных породах, трещины, каналы, пещеры и другие крупные пустоты, свойственные для твердых изверженных, метаморфических и осадочных пород. Величина водопроводимости таких пород зависит от степени и характера трещиноватости.

Трещины и поры могут или сообщаться между собой или быть изолированными; чаще всего они сообщаются.

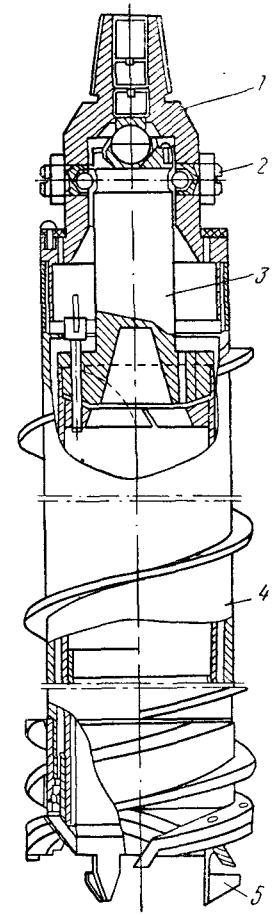


Рис. 15. Обуривающий грунтонос ГО-2:
1 — переходник; *2* — фиксатор; *3* — шаровая пята; *4* — корпус; *5* — лопасть башмака

Пористость скальных пород невелика. Для некоторых скальных пород величина пористости приведена в табл. 6. Пористость скальных пород чаще всего определяют весовым способом. Для этого предварительно устанавливают объемную массу породы.

Помня, что объем скелета (твердой части) породы $V_{\text{с}}$ равен объему всего образца V за вычетом объема пор $V_{\text{п}}$, и обозначив буквой q массу образца, найдем объемную массу породы δ:

$$\delta = \frac{q}{V - V_{\text{п}}}, \qquad \text{(III.8)}$$

Таблица 6

Порода	Пористость, %	Порода	Пористость, %
Мелкозернистый гранит	0,05—0,7	Песчаник	3,2—15,2
Крупнозернистый гранит	0,3—0,9	Рыхлый песчаник	6,9—26,9
Сиенит	0,5—1,4	Мрамор	0,1—0,2
Габбро	0,6—0,7	Известняк	0,6—16,9
Базальт	0,6—1,3	Мел	14,4—43,9
Базальтовая лава	4,4—5,6	Пески	25—35
		Глины	35

откуда объем пор

$$V_{\text{п}} = V - \frac{q}{\delta}. \qquad \text{(III.9)}$$

Найдя из формулы (III.4)

$$V_{\text{п}} = nV,$$

после подстановки в выражение (III.9) правой части последней получим формулу для вычисления пористости скальной породы

$$n = 1 - \frac{q}{\delta \cdot V}, \qquad \text{(III.10)}$$

или в процентах

$$n = \left(1 - \frac{q}{\delta \cdot V}\right) \cdot 100.$$

Открытая пористость характеризуется отношением объема сообщающихся между собой открытых пор ко всему объему образца породы.

При определении открытой пористости не учитываются «закрытые» поры, а также поры очень малого диаметра (просветы — субкапилляры менее 0,0002 мм), не заполняемые при насыщении образца породы жидкостью (водой) под вакуумом при градиентах давления, соответствующих природным условиям.

Для зернистых несцементированных пород открытая пористость по величине близка к общей. В сцементированных породах (особенно, если цемент известковый) обычно отмечается существенная разница между значениями открытой и общей пористости (известняки, туфы и др.).

Открытая пористость определяется методом насыщения (метод И. А. Преображенского), который заключается в следующем. Образец исследуемой породы очищают от органических веществ и высушивают до постоянной массы. Затем его взвешивают, вакуумируют, насыщают керосином и снова взвешивают. Объем сообщающихся пор будет равен частному от деления разности масс образца после насыщения и до насыщения, умноженному на плотность керосина. Таким

методом устанавливают объем сообщающихся пор. Зная объем пор и объем всего образца, легко вычислить открытую пористость.

Определение общей и открытой пористости сцементированных горных пород проводится на аппаратуре керновой модернизированной (АКМ).

Для приближенных быстрых определений используют обычно порозиметры ПК-2, вакуумную установку ВУ-3 и некоторые дополнительные приборы и приспособления [16].

Определение общей и открытой пористости с высокой степенью точности проводят с использованием пикнометров.

Описание приборов и приспособлений, а также методики определения общей и открытой пористости дается в работах [4, 16].

Динамическая пористость выражается отношением ко всему объему образца только той части объема пор, через которую может передвигаться жидкость.

Исследования показали, что не по всему объему открытых пор происходит движение воды. Часть открытых пор (особенно на стыке частиц) нередко бывает занята тонкой пленкой воды, которая прочно удерживается капиллярными и молекулярными силами породы и не участвует в движении. Следовательно, величина динамической пористости зависит от степени открытости поровых каналов, от формы и размера частичек породы и сложности путей каналов, трещин и пор, по которым происходит движение воды.

Динамическая пористость в отличие от открытой не учитывает объем пор, занятый капиллярно-связанной водой и слабоподвижными пленками воды на поверхности частиц горной породы. Обычно по величине динамическая пористость меньше открытой.

Общепринятый способ определения динамической пористости еще не разработан.

Таким образом, принципиальная разница между охарактеризованными видами пористости заключается (количественно) в том, что в сцементированных осадочных породах общая пористость является больше открытой, а открытая больше динамической.

§ 2. ВОДНЫЕ СВОЙСТВА ГОРНЫХ ПОРОД

К основным водным свойствам горных пород относят: влагоемкость, водоотдачу, водопроницаемость (проницаемость) и капиллярность.

Влагоемкость. В зависимости от литологических особенностей, степени сцементированности и структуры пор горные породы способны вмещать и удерживать в себе то или иное количество воды при возможности свободного стока. Это свойство пород носит название влагоемкости.

Влагоемкость так же, как и естественная влажность пород, выражается в долях единицы, а также и в весовых или в объемных процентах. По степени влагоемкости выделяют три группы пород:

1) влагоемкие — торф, глина, суглинок и др.;

2) слабовлагоемкие — глинистый песок, лёсс, мергель, глинистый песчаник и др.;

3) невлагоемкие — песок, гравий, галечник, монолитные изверженные и метаморфические породы.

В зависимости от видов воды, содержащейся в породах, различают: гигроскопическую влагоемкость, или влажность $W_г$, максимальную молекулярную влагоемкость $W_м$, капиллярную влагоемкость $W_к$ и полную влагоемкость $W_п$.

Гигроскопической влагоемкостью, или гигроскопичностью, $W_г$ называют способность частиц породы притягивать из воздуха парообразную влагу.

Различают два вида гигроскопичности: неполную и максимальную. Под неполной гигроскопичностью понимают то количество водяных паров, которое поглощается породой из воздуха при данной его относительной влажности. Максимальной гигроскопичностью называется максимальное количество водяного пара, которое может поглотить из воздуха порода при полном насыщении последнего водяными парами.

Максимальная гигроскопичность для той или иной породы является величиной постоянной. Обычно чем больше суммарная поверхность частиц породы, тем выше ее гигроскопичность.

Максимальная молекулярная влагоемкость $W_м$ характеризуется максимальным количеством воды, которое удерживается частицами породы силами молекулярного притяжения (по А. Ф. Лебедеву).

Данные о максимальной молекулярной влагоемкости некоторых пород (по В. А. Приклонскому) приведены в табл. 7.

Таблица 7

Порода	Диаметр частиц, мм	Максимальная молекулярная влагоемкость, %
Песок крупный	1,0—0,50	1,57
Песок средний	0,50—0,25	1,60
Песок мелкий	0,25—0,10	2,73
Пыль	0,10—0,05	4,75
Ил	0,05—0,005	10,18
Глина	<0,005	44,85

Капиллярная влагоемкость $W_к$ выражается максимальным количеством воды, удерживаемой только в капиллярных порах породы.

Полная влагоемкость $W_п$ соответствует максимальному количеству воды, содержащемуся в породе при полном насыщении пор водой. Так как в глинистых породах поры преимущественно капиллярные, то для них полная влагоемкость обычно равна или близка к капиллярной.

Для пород, не набухающих в воде, полная влагоемкость равна максимальной влажности при данной пористости; для пород, объем которых в воде увеличивается, полная влагоемкость больше максимальной влажности при данной пористости и равна влажности набухания.

Неполная гигроскопичность породы определяется так же, как и влажность, лабораторными методами, основанными на удалении воды из породы термическим путем.

Максимальная молекулярная влажность в лаборатории определяется различными методами: высоких колонн, влагоемких сред и центрифугирования.

Ниже в качестве примера приводится описание определения максимальной молекулярной влажности методом высоких колонн для песков с помощью прибора, представляющего собой цилиндр из стекла или плексигласа диаметром 4—5 см и высотой не менее 100 см (рис. 16). В дно цилиндра вмонтирована небольшая трубочка с сеткой. Сбоку цилиндр имеет отверстия диаметром 2—3 см, расположенные на расстоянии 10 см одно от другого. Нижнее боковое отверстие находится на расстоянии 5 см от дна.

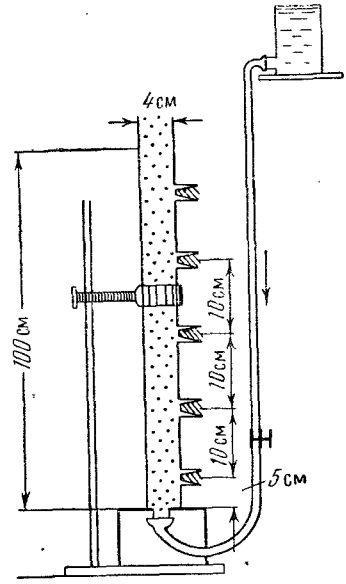


Рис. 16. Прибор для определения максимальной молекулярной влагоемкости песков

Опыт проводится в следующем порядке. В цилиндр с закрытыми отверстиями насыпается песок с легкой утрамбовкой, затем осуществляется насыщение водой песка снизу с помощью резиновой трубки и бачка с водой до появления сверху тонкого слоя воды. После насыщения резиновая трубка снимается со дна прибора, и представляется возможность свободного стока гравитационной воды из прибора. По прекращении стока из цилиндра из каждого бокового отверстия шпателем отбираются в предварительно взвешенные бюксы пробы песка по 30—50 г, которые взвешиваются на технических весах. Взвешенные бюксы с пробами песка высушиваются в сушильном шкафу и снова взвешиваются. По достижении постоянной массы для каждой пробы песка вычисляется влажность. По результатам лабораторного определения строится эпюра распределения влажности песка по разрезу и выделяются зоны с максимальной молекулярной и капиллярной влагоемкостями песка.

Полную влагоемкость песчаных пород находят лабораторным путем при помощи метода насыщения [1, 16].

Водоотдача. Способность водонасыщенных горных пород отдавать воду путем свободного стекания под действием силы тяжести носит название водоотдачи. Удельная водоотдача характеризуется количеством воды, которое можно получить из 1 м³ породы.

Величина водоотдачи определяется отношением объема свободно стекающей воды к объему всей породы и выражается в долях единицы или процентах для песков и других ненабухающих пород.

Следовательно, водоотдача μ равна разности между полной $W_п$ и максимальной молекулярной влагоемкостями $W_м$

$$\mu = W_п - W_м. \qquad (III.11)$$

Водоотдачу песков можно также приближенно вычислять как разность между общей пористостью и максимальной молекулярной влагоемкостью.

Однако в последнее время работами А. Н. Костякова, М. М. Крылова, А. А. Роде [12] и др., лабораторным и теоретическим путем установлено, что количество влаги, остающейся в породах (особенно суглинистых) после гравитационного стекания, несколько больше максимальной молекулярной влагоемкости. Природа этого явления еще не ясна. Влажность, соответствующая водоудерживающим свойствам горной породы после гравитационного стекания, получила в литературе различные наименования: наименьшая влагоемкость (по А. А. Роде), полевая влагоемкость (по А. Н. Костякову и М. М. Крылову). Следовательно, более точно водоотдача должна определяться как разность между полной и полевой (наименьшей) влагоемкостями.

Таблица 8

Порода	Водоотдача пород в долях единицы
Пески гравелистые и крупнозернистые	0,25—0,35
Пески среднезернистые	0,20—0,25
Пески мелкозернистые	0,15—0,20
Пески тонкозернистые и супеси	0,10—0,15
Суглинки	Менее 0,10
Торф	0,05—0,15
Песчаники, сцементированные глинистым цементом	0,02—0,03
Известняки трещиноватые	0,008—0,10

Полевая влагоемкость для различных пород и почв имеет следующие значения (по массе): 1) пески и песчаные почвы — от 4 до 9%, 2) супесчаные почвы — от 10 до 17%, 3) легко- и среднесуглинистые почвы — от 18 до 30% и 4) тяжелосуглинистые и глинистые почвы — от 23 до 40%. Максимальных значений полевая влагоемкость достигает в торфяных почвах.

Породы имеют различную водоотдачу. В табл. 8 приведены средние значения водоотдачи некоторых видов горных пород (по О. Б. Скиргелло).

Крупнозернистые пески, галечники и другие подобные им породы отличаются высокой водоотдачей. Такие породы, как, например, глина, торф и т. п., практически водоотдачей не обладают. Из глин и торфяников вода может быть удалена или под прессом, или центрифугированием.

Кроме вычисления водоотдачи горных пород по данным полной и максимальной влагоемкостей, ее можно определить также опытным путем в лаборатории, например, на приборе Н. Н. Биндемана и, кроме того, по результатам наблюдений за колебанием уровня подземных вод; по материалам опытных кустовых откачек воды

из скважин; по данным избыточного увлажнения пород зоны аэрации на площадке 1 м², а также анализа распределения влажности пород по вертикальному разрезу.

Непосредственное определение величины водоотдачи песчаных пород в лабораторных условиях, проводится на приборе Н. Н. Биндемана. Прибор состоит из трубки (стеклянной или из плексигласа). Высота ее составляет 1,5—2,0 м, диаметр 3—4 см (рис. 17). В нижней части она имеет сливной кран. Трубка соединена с пьезометром, который имеет два краника: один из них (*А*) служит для отключения пьезометра от трубки, а другой (*Б*) — для выпуска воды из пьезометра.

Величина водоотдачи определяется по объему свободно вытекающей из трубки воды. Объем вычисляется по соответствующему понижению уровня воды в пьезометре.

Величина водоотдачи μ рассчитывается по формуле

$$\mu = \frac{z}{\Delta h - h_к}, \qquad \text{(III.12)}$$

где z—толщина слоя воды, см (находится из выражения $z = V/F$, где V — объем вытекшей воды, см³; F — площадь поперечного сечения трубки, см²); Δh — понижение уровня воды в пьезометре, см; $h_к$ — высота капиллярного поднятия породы, см.

Полевые методы определения водоотдачи пород освещаются в курсе «Динамика подземных вод» [9].

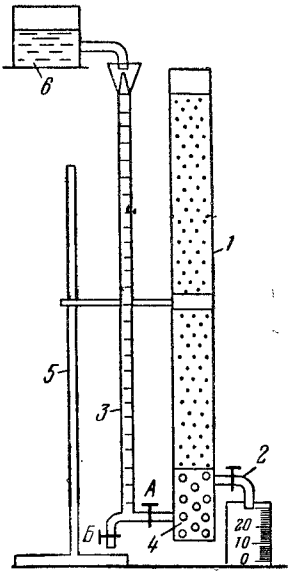


Рис. 17. Прибор для определения величины водоотдачи (по Н. Н. Биндеману)

1 — трубка; *2* — сливной кран; *3* — пьезометр с зажимами; *4* — гравийный фильтр; *5* — штатив; *6* — напорный бачок

Разность между полной влагоемкостью и естественной влажностью породы носит название недостатка насыщения. В природных условиях, однако, как показали исследования, величина недостатка насыщения меньше указанной разности. Это объясняется тем, что нередко пласты горных пород не насыщаются полностью водой вследствие наличия в порах и трещинах породы защемленного воздуха.

Недостаток насыщения D_w определяется, как видно из изложенного, по разности между полной влагоемкостью, равной практически пористости n, и естественной объемной влажностью породы W_0.

Практически обычно считают, что водоотдача и недостаток насыщения равны и постоянны во времени. Здесь, безусловно, принимается некоторое допущение, поскольку предполагается, что естественная влажность породы по своему значению близка к полевой влагоемкости. Но такое допущение обычно не вносит существенных погрешностей в гидрогеологические расчеты.

Водопроницаемость и проницаемость. Под водопроницаемостью принято понимать свойство горных пород пропускать через себя воду при наличии перепада давления. Величина водопроницаемости зависит от размеров пор и трещин в горных породах. Чем крупнее поры и трещины, тем легче вода проникает через такую породу, и наоборот. В некоторых суглинистых и глинистых породах движение воды практически ничтожно.

В нефтяной геологии и гидрогеологии широко пользуются термином «проницаемость» горных пород, под которым понимают способность пород пропускать через себя различные жидкости и газы.

Количественно водопроницаемость пород характеризуется коэффициентом фильтрации, а проницаемость — коэффициентом проницаемости (см. гл. VI, § 4).

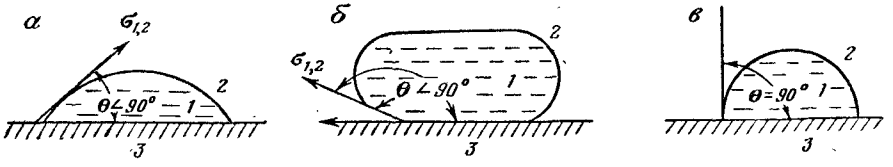


Рис. 18. Различные примеры смачивания твердой поверхности водой

а — хорошо смачивает поверхность; *б* — слабо смачивает поверхность: *в* — обладает средней смачиваемостью по отношению к твердой поверхности; *1* — капля воды; *2* — воздух; *3* — твердое тело

Капиллярность. Выше отмечалось, что мелкие поры в горных породах обладают свойствами обычных капиллярных трубок, отличаясь от последних только формой своего сечения и ориентировкой в пространстве. Капиллярные поры в горных породах образуют сложную сеть, в которых проявляется действие капиллярных сил — поверхностного натяжения и избирательного смачивания.

Капиллярная вода располагается над поверхностью подземных вод (обычно грунтовых) и тесно связана с последней. Но при неоднородных литологических особенностях пород зоны аэрации она может и не являться связанной с уровнем (поверхностью) подземных вод.

Поверхностное натяжение проявляется на границе раздела двух сред — поверхности подземной воды и почвенного воздуха — и вызвано усилием натяжения поверхностной пленки, приходящимся на единицу длины. Размерность поверхностного натяжения σ, согласно его определению выражается как отношение растягивающего усилия (ньютон) к длине (метр). Капиллярное натяжение превышает силу тяжести, поэтому капиллярная вода способна подниматься над поверхностью гравитационной воды на ту или иную высоту. Капиллярные воды часто гидравлически связаны с уровнем подземных вод, поэтому их поверхность (бахрома) подвержена вертикальным колебаниям в соответствии с высотными изменениями их уровня. По некоторым показателям она близка к гравитационной воде, например, передает гидростатическое давление, движется как под действием силы поверхностного натяжения, так и под влиянием силы тяжести.

Поверхностное натяжение является результатом стремления жидкости уменьшить до минимума свою свободную поверхность. Из всех тел одинакового объема наименьшей поверхностью обладает шар, поэтому жидкость всегда стремится принять форму шара.

Смачивание поверхности твердого тела жидкостями является также проявлением поверхностных молекулярных сил на границе жидкость — твердое тело. За критерий оценки смачивания принимают так называемый краевой угол смачивания θ, который образуется поверхностью твердого тела с касательной, проведенной к поверхности капли в точке соприкосновения ее с твердым телом (рис. 18). Если угол смачивания θ менее 90°, жидкость (вода) смачивает твердое тело; когда же угол смачивания более 90°, жидкость не смачивает твердое тело.

Угол смачивания замеряется в сторону среды с большей плотностью. Жидкость тем лучше смачивает твердое тело при прочих равных условиях, чем меньше ее поверхностное натяжение. Последнее в значительной степени зависит от химического состава воды, ее температуры и других физических свойств.

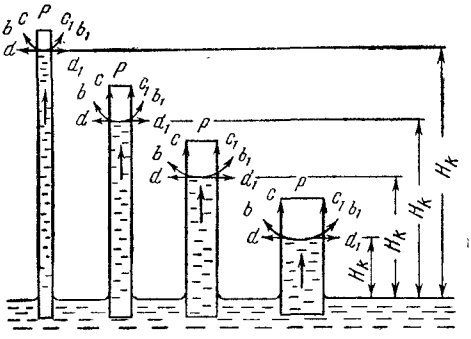


Рис. 19. Схема капиллярного поднятия воды в трубках разного диаметра

Под действием капиллярных сил породы впитывают воду и удерживают ее в порах, противодействуя передвижению воды. Внешне капиллярность проявляется в образовании мениска и в подъеме или опускании уровня воды в трубке, помещенной в сосуд с водой. Подъем происходит при смачивании жидкостью стенок трубки (краевой угол смачивания меньше 90°); при этом образуется вогнутый мениск. Опускание происходит в случае несмачивания жидкостью стенок трубки (угол смачивания больше 90°).

Под капиллярными свойствами пород обычно понимают высоту и скорость капиллярного подпятия в них воды.

Известно, что в тонкой стеклянной трубке, опущенной в воду, вода под действием силы поверхностного натяжения поднимается на некоторую высоту. При этом поверхность воды в трубке под влиянием смачивания приобретает вид шаровой поверхности (мениск), выпуклостью обращенной к воде.

В капиллярных порах горных пород на границе воды и почвенного воздуха поверхность воды также приобретает вид менисков (рис. 19). Силы поверхностного натяжения $вв_1$ направлены при этом по касательной к шаровой поверхности мениска. Вертикальные составляющие $сс_1$ сил поверхностного натяжения, как направленные в одну сторону, суммируются в силу P, под действием которой вода в капилляре поднимается до высоты $H_к$.

Высота капиллярного поднятия зависит от гранулометрического состава горных пород: в мелкозернистых разностях пород она больше, в крупнозернистых меньше. Это подтверждается как наблюдениями в обнажениях непосредственно в полевых условиях, так и опытами: в тонких капиллярных трубочках вода поднимается на бóльшую высоту, чем в трубочках с бóльшим диаметром (см. рис. 19).

В грубообломочных породах, например галечниках и крупном гравии, капиллярные пустоты занимают незначительный объем. В таких породах капиллярные силы проявляются только на контактах соприкосновения зерен. При значительном уменьшении размеров зерен резко уменьшаются размеры пор, которые в тонкодисперсных породах почти все являются капиллярными (рис. 20).

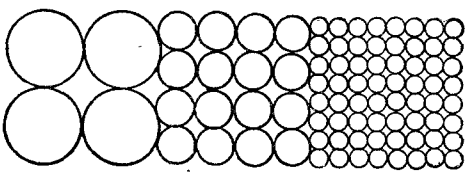


Рис. 20. Схематическое изображение зависимости размера пор от диаметра зерен

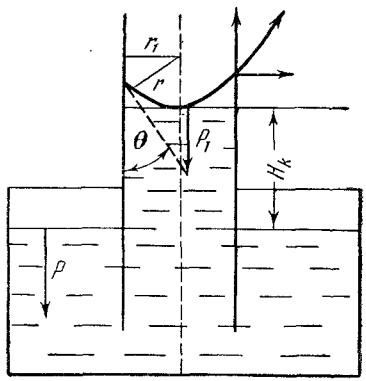


Рис. 21. Схема сил, определяющих высоту капиллярного поднятия

Подъем жидкости в капилляре означает, что давление P_1 на поверхности вогнутого мениска меньше, чем давление P на плоской поверхности воды в пласте горной породы.

Величина капиллярного давления $P_к$ может быть определена по упрощенной формуле Лапласа

$$P_к = P_1 - P = \pm \frac{2\sigma}{r}, \text{ Н/м}, \qquad \text{(III.13)}$$

где σ — поверхностное натяжение на границе раздела двух фаз; r — радиус мениска.

Капиллярное давление уравновешивается давлением столба воды в капиллярной трубке P_0, т. е. $P_к = P_0$ (рис. 21).

Радиус мениска можно выразить через радиус капиллярной трубки r_1 и угол смачивания θ

$$r = \frac{r_1}{\cos\theta},$$

тогда

$$P_к = \frac{2\sigma\cos\theta}{r_1}. \qquad \text{(III.14)}$$

Давление же воды в капиллярной трубке равно произведению высоты капиллярного поднятия (столба воды) $H_к$ на объемную массу воды (жидкости) $\gamma_в$. Объемную массу воды, в свою очередь, можно

выразить как произведение плотности жидкости (воды) ρ на ускорение силы тяжести g. Окончательно получим

$$P_0 = H_к \rho g. \qquad \text{(III.15)}$$

Полученные значения (III.14) и (III.15) подставим в равенство $P_к = P_0$. В результате найдем

$$\frac{2\sigma \cos\theta}{r_1} = H_к \rho g.$$

Откуда высота капиллярного поднятия в общем виде выразится формулой Жюрена

$$H_к = \frac{2\sigma \cos\theta}{r_1 \rho g}. \qquad \text{(III.16)}$$

Следовательно, высота капиллярного поднятия в капиллярной трубке прямо пропорциональна поверхностному натяжению и косинусу угла смачивания и обратно пропорциональна радиусу трубки, плотности жидкости и ускорению силы тяжести.

Высота капиллярного поднятия $H_к$ для некоторых разностей пород (по Д. М. Кацу) приведена в табл. 9.

Таблица 9

Порода	$H_к$, см	Порода	$H_к$, см
Среднезернистый песок	15—35	Суглинок средний	200—300
Мелкозернистый песок	35—100	Суглинок тяжелый	300—400
Супесь	100—150	Глина	400—500
Суглинок мелкий	150—200		

На капиллярное поднятие оказывают влияние температура воды, концентрация и состав солей в воде. С увеличением температуры понижается поверхностное натяжение, следовательно, и высота капиллярного поднятия. При увеличении концентрации солей возрастает поверхностное натяжение, поэтому минерализованная вода поднимается выше, чем пресная. Состав солей также оказывает влияние на капиллярное поднятие. Так, например, раствор NaCl поднимается выше раствора Na_2SO_4 той же концентрации.

Время капиллярного поднятия до предельной высоты для различных пород неодинаково. В крупнозернистых песках с диаметром зерен 2 мм это время составляет 80 сут, а в глинах — от 350 до 475 сут. Во влажных породах скорость капиллярного поднятия больше, в сухих — меньше. Опыты показали, что в первые минуты капиллярное поднятие воды в трубках происходит весьма интенсивно, затем скорость поднятия постепенно снижается и в конце оно еле уловимо. Под влиянием капиллярных сил передвижение воды происходит во всех направлениях.

Определение высоты капиллярного поднятия проводят следующими способами.

1. В длинную стеклянную трубку небольшими порциями, с постукиванием трубки о стол, насыпают песок. Нижний конец трубки, укрепленный на кронштейне штатива и предварительно обвязанный марлей, погружают на несколько миллиметров в сосуд с водой,

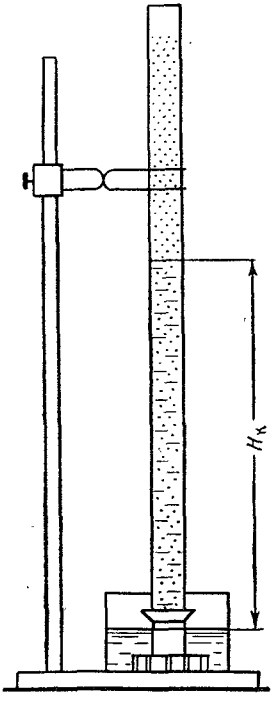


Рис. 22. Определение высоты капиллярного поднятия в стеклянной трубке

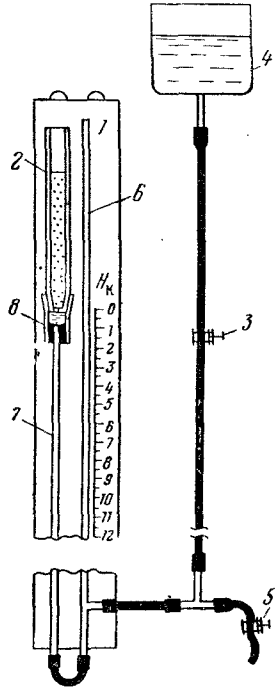


Рис. 23. Капилляриметр системы Г. Н. Каменского:

1 — деревянный щит; *2* — стеклянный цилиндр; *3, 5* — зажимы; *4* — сосуд; *6, 7* — стеклянные трубки; *8* — резиновая пробка

где уровень во время исследования поддерживается на одной высоте. Высоту капиллярного поднятия в такой трубке определяют по более темной окраске, приобретаемой песком в результате капиллярного поднятия воды. Отсчет ведут от уровня воды в сосуде (рис. 22).

2. При однородном строении пород в зоне аэрации высоту капиллярного поднятия иногда определяют в полевых условиях путем непосредственного наблюдения за интенсивностью окраски породы на свежеобнаженной стенке шурфа или на расчищенном естественном обнажении. На высоту, равную высоте капиллярного поднятия (считая от уровня грунтовых вод или верховодки), порода будет иметь более темную окраску. Этот полевой способ дает наиболее точные результаты.

3. Определение высоты капиллярного поднятия воды в песчаных породах может быть быстро выполнено при помощи капилляриметра Г. Н. Каменского (рис. 23).

Наиболее точные результаты с помощью капилляриметра можно получить только при загрузке в стеклянный цилиндр однородных по составу песков или же песчаных пород с ненарушенной структурой, отбираемых, например, специальными режущими цилиндрами (см. рис. 14). Методы определения высоты капиллярного поднятия воды рассматриваются в практической части курса «Общая гидрогеология» [1].

Для определения высоты капиллярного поднятия в глинистых породах применяют капилляриметры, аналогичные описанному капилляриметру Каменского.

4. Приближенно высоту капиллярного поднятия $H_к$ (в см) можно подсчитать по формуле Козени

$$H_к = 0{,}446 \frac{1-n}{n} \cdot \frac{1}{d_e}, \qquad \text{(III.17)}$$

где n — пористость породы в долях единицы; d_e — действующий диаметр породы, см.

Явления капиллярного поднятия воды в пластах горных пород имеют большое практическое значение. Капиллярная вода может служить источником питания растений, если корневая система в ней соприкасается. Силы, удерживающие эту воду в капиллярах горной породы, относительно невелики, и поэтому она свободно засасывается корневой системой растений. В засушливых областях с ними связано развитие процессов засоления почвы. Капиллярная влага, как известно, способна к устойчивому восходящему движению на участках неглубокого залегания уровня подземных вод. При данном процессе влага, достигающая поверхности земли, испаряется, а в результате накапливания при этом в почвенном слое солей образуются солончаки.

Капиллярные явления оказывают влияние и на инженерные сооружения. Капиллярная вода, достигая фундаментов зданий и стен подвальных помещений, обусловливает сырость в помещениях. Соли, находящиеся в воде, вызывают разрушение стен. Кроме того, капиллярная вода развивает капиллярное давление, которое на высоте капиллярной бахромы (зоны) равно высоте капиллярного поднятия. Под этим давлением находится вся порода в зоне капиллярного насыщения. Следовательно, при наличии инженерного сооружения несущие слои грунта испытывают (при неглубоком залегании уровня подземных вод) также и капиллярное давление (а не только от массы сооружения). Численно последнее равно массе столба воды, считая от основания фундамента и до уровня подземных вод.

В заключение кратко осветим естественную влажность горных пород, имеющую большое значение при решении как гидрогеологических задач (например, при мелиорации земель), так и инженерно-

геологических (например, при выявлении прочностных свойств горных пород в основании инженерных сооружений).

Под естественной влажностью породы понимается ее физическое состояние, зависящее от количества свободной и поверхностно связанной воды, находящейся в порах породы в природных условиях их залегания.

Естественная влажность породы определяется количеством воды, содержащейся в ее порах и трещинах в данный момент. Величина естественной влажности зависит от нескольких факторов: состава пород, условий их залегания, физических, водных и других свойств.

Естественная влажность пород, залегающих выше уровня подземных вод, подвержена сезонным и даже суточным колебаниям. Эти колебания влажности обусловлены главным образом количеством фильтрующихся с поверхности атмосферных осадков, величиной испарения и, возможно, непостоянством относительной влажности почвенного воздуха. В водоносных пластах (в зоне насыщения) естественная влажность практически постоянна и обычно близка к максимальной при данных условиях (см. гл. XI, § 3).

Величину естественной влажности принято выражать в процентах или долях единицы по отношению к массе абсолютно сухой породы. Определяется она путем последовательного взвешивания испытуемого образца породы с естественной влажностью и образца, высушенного при температуре 100—105° С. Отношение потери в массе образца при высушивании к массе абсолютно сухого образца дает естественную (весовую) влажность породы в долях единицы. Для получения естественной влажности в процентах необходимо найденную таким путем величину умножить на 100. Иногда находят объемную влажность, выражающую отношение объема воды к объему всей породы.

Весовая влажность W и объемная влажность W_0 связаны между собой следующими соотношениями:

$$\left.\begin{aligned} W &= \frac{W_0}{\delta} \\ W_0 &= W\delta \end{aligned}\right\}, \qquad \text{(III.18)}$$

где δ — объемная масса сухой породы, г/см³.

По величине естественной влажности можно вычислить объемную массу породы, значение пористости, степень влажности и другие показатели.

Степень влажности (коэффициент влажности, относительная влажность) K_w показывает, какая часть объема пор породы занята водой:

$$K_w = \frac{W \cdot \delta}{n}. \qquad \text{(III.19)}$$

В абсолютно сухой породе коэффициент влажности $K_w = 0$, при заполнении же всех пор водой $K_w = 1$. По величине K_w песчаные породы подразделяются на слабовлажные, если $0 < K_w \leqslant 0{,}5$; очень влажные при $0{,}5 < K_w \leqslant 0{,}8$ и насыщенные водой, если $K_w > 0{,}8$ [16].

§ 3. ПОНЯТИЕ О ПОРОДАХ-КОЛЛЕКТОРАХ И ИХ КОЛЛЕКТОРСКИХ СВОЙСТВАХ

Коллекторами геологи-нефтяники называют такие горные породы, которые содержат жидкость (нефть, вода) и газ, способные отдавать их при вскрытии и разработке.

Для породы-коллектора важными показателями являются количество пустот и их размеры. Эти показатели определяют емкость коллектора. Причем пустоты в породе должны быть открытыми и сообщаться между собой. Только в этих условиях существует возможность для передвижения жидкости и газа в породе и отдачи их при разработке.

Породы-коллекторы по характеру пустот подразделяются на три типа: гранулярные (или поровые), трещинные и смешанные (порово-трещинные, промежуточные).

В гранулярном коллекторе жидкость и газ располагаются в порах между частицами скелета породы. Обычно гранулярными коллекторами являются галечники, пески, алевролиты. К ним относится также часть известняков и доломитов с оолитовой и трубчатой структурами пор, подобных гранулярным коллекторам.

В трещинном коллекторе жидкость и газ находятся в трещинах пород различного генезиса. Примерами трещинных коллекторов являются такие породы, как глинистые сланцы, плотные известняки и другие плотные метаморфические и магматические породы, в которых может аккумулироваться вода.

Кроме этих типов пород-коллекторов выделяются также смешанные, или порово-трещинные, коллекторы. Емкость таких пород обычно обусловлена пористостью, а основными путями движения жидкости и газов служат трещины. К таким коллекторам принадлежит бо́льшая часть известняковых пород.

Коллекторские свойства пород зависят от их пористости и проницаемости.

Пористость коллекторов определяет их емкость. Обычно к коллекторам относят только породы со сверхкапиллярными (более 0,5 мм) и капиллярными (0,0002—0,5 мм) поровыми каналами. Емкостные свойства пород-коллекторов оцениваются по результатам определения открытой пористости.

Способность пропускать через себя жидкость и газ в породе-коллекторе определяется их проницаемостью (см. выше). Проницаемость является важнейшим гидродинамическим показателем пород-коллекторов.

§ 4. ВИДЫ ВОДЫ В ГОРНЫХ ПОРОДАХ

Состояние и свойство воды в рыхлых, песчаных и глинистых породах впервые детально на основе многолетних тщательно организованных и проведенных экспериментальных исследований изучал А. Ф. Лебедев [10]. Он выделил пять основных видов воды, различающихся по физическим свойствам: парообразную, гигроскопи-

ческую, пленочную, гравитационную (свободную гравитационную и капиллярную), в твердом состоянии.

Позднее идеи А. Ф. Лебедева о видах воды в горных породах разрабатывали и развивали многие исследователи (В. А. Приклонский, А. А. Роде, С. И. Долгов, А. М. Васильев, Б. В. Дерягин, Е. М. Сергеев и др.).

Согласно новейшим представлениям в развитии учения о видах воды А. Ф. Лебедева в горных породах в настоящее время выделяются следующие основные виды воды: а) парообразная; б) прочносвязанная (адсорбированная, гигроскопическая) и рыхлосвязанная (вода поверхностных слоев, пленочная); в) капиллярная; г) свободная (гравитационная); д) твердая. Кроме того, в минералах установлена химически связанная вода (конституционная и кристаллизационная).

1. **Парообразная вода**, т. е. водяной пар, заполняет вместе с воздухом не занятые водой пустоты в почве и горных породах. Она обладает большой подвижностью и перемещается в направлении от мест с большей упругостью к местам с меньшей упругостью водяных паров (непостоянство давлений обусловлено разностью температур на различных участках) или от более влажных к менее влажным участкам. Перемещение парообразной влаги происходит во всех направлениях (горизонтальном, вертикальном). Пары воды проникают в почву из атмосферы или образуются при испарении влаги в почве и породах зоны аэрации. При охлаждении почвы и почвенного воздуха до точки росы и ниже парообразная влага может конденсироваться. Испарение воды на одних участках и конденсирование водяного пара на других оказывает существенное влияние на перераспределение влаги в почве. Непосредственного участия в питании растений парообразная вода принимать не может.

2. **Связанная вода.** Связанная вода отличается от свободной по указанным ниже свойствам: средняя ее плотность равна 2 г/см^3; подвижность ее значительно меньше свободной воды; она удерживается на поверхности породы силами, во много раз превышающими силу тяжести; от количества связанной воды зависят прочностные показатели глинистых пород.

По некоторым физическим показателям связанную воду подразделяют на прочносвязанную (адсорбированную, гигроскопическую) и рыхлосвязанную (пленочную).

Прочносвязанная вода образуется на частицах породы путем адсорбции молекул воды из водяного пара воздуха или жидкого состояния (рис. 24). Она свойственна преимущественно тонкодисперсным породам. Прочносвязанная вода облекает поверхность частиц весьма тонкой пленкой, которая прочно удерживается молекулярными и электростатическими силами (до 10^9 Па).

Исследования последних лет (Б. В. Дерягин, С. В. Нерпин, М. А. Сунцов, Е. М. Сергеев и др.) позволили выделить два слоя прочносвязанной воды. Слой, непосредственно прилегающий к частице породы, обычно наблюдается при ее влажности, близкой к неполной гигроскопичности. Этот слой воды (неподвижный, по

Б. В. Дерягину) имеет толщину в 1—3 молекулы, состоит из ориентированных молекул, при смачивании выделяет теплоту, по своим свойствам эта вода близка к твердому телу. Данный слой воды имеет четко выраженную границу, отделяющую его от следующего («верхнего») слоя также прочносвязанной воды, который некоторые исследователи называют по-разному — сольватный или осмотический. Этот слой непосредственно налегает на охарактеризованный выше. Толщина слоя составляет 10—20 молекул, ориентировка молекул менее выдержана, тепло при смачивании не выделяется. Он (слой) характеризуется ослабленной связью с поверхностью частиц, некоторой подвижностью, но по структуре и свойствам вода в нем отличается от свободной воды. Удалить воду этого слоя можно при нагревании до 100—120° С [3].

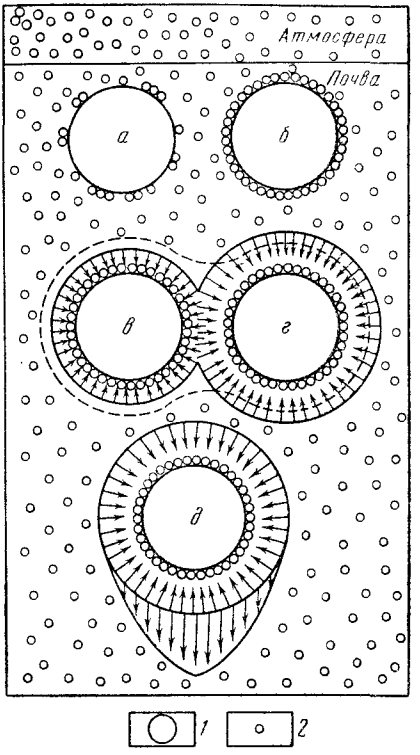


Рис. 24. Схематическое изображение различных видов воды в породе (по А. Ф. Лебедеву):

1 — частицы породы; *2* — молекулы воды в виде пара: *а* — неполная и *б* — максимальная гигроскопичности; *в* и *г* — частицы породы с пленочной водой (вода движется от частицы *г* к частице *в*, окруженной более тонкой пленкой; пунктиром обозначена равная толщина пленок); *д* — частица почвы со свободной водой

Сольватный слой воды обычно соответствует величине влажности породы, равной максимальной гигроскопичности. Прочносвязанная вода перемещается только превратившись предварительно в парообразное состояние. Данный вид влажности в тонкозернистых и глинистых породах достигает 15—18%, а в более крупнозернистых — падает до 5% и ниже от массы сухого минерального вещества. Для растений гигроскопическая вода недоступна, так как корни растений не в состоянии оторвать ее от частиц породы.

Рыхлосвязанная вода типична также в основном для глинистых пород. Она располагается на поверхности частиц породы поверх прочносвязанной (адсорбированной) воды и удерживается молекулярными силами. Причем наиболее прочно связывается слой воды, непосредственно прилегающий к адсорбированной воде. По мере увеличения толщины пленки действие молекулярных сил быстро уменьшается, и на поверхности пленки оно уже незначительно. Поэтому внешние слои рыхлосвязанной воды уже доступны для питания растений. Наличие в почве пленочной воды благоприятствует развитию микроорганизмов. Рыхлосвязанная вода

существует в породе при влажности, бо́льшей максимальной гигроскопичности.

Влажность пород, отвечающая максимальной толщине пленки, соответствует максимальной молекулярной влагоемкости (по А. Ф. Лебедеву). Наличие пленочной воды в породах заметно для глаз, так как они приобретают при этом более темную окраску.

При соприкосновении частиц породы между собой рыхлосвязанная вода способна перемещаться от частиц с более толстыми пленками к частицам с более тонкими, т. е. от более влажных слоев породы к менее влажным (см. рис. 24, *в*, *г*). Перемещение воды происходит очень медленно, пока толщина пленок у обеих частиц не сравняется (до уравновешивания сил молекулярного притяжения).

Передвижение рыхлосвязанной воды осуществляется также при наличии разности осмотического давления в пленках воды. При меньшей толщине пленки и при прочих равных условиях концентрация ионов в диффузном слое оказывается более высокой, что и обусловливает передвижение молекул воды к пленкам с высокой концентрацией ионов.

Количество рыхлосвязанной воды в породах при сходстве других показателей зависит как от гранулометрических, так и минералогических особенностей. Так, например, глинистые разности пород монтмориллонитового состава обладают свойством отбирать влагу у смежных более крупнозернистых пород иного минералогического состава, независимо от их взаимного расположения.

В южных районах, где нередко глинистые породы содержат в повышенном количестве легкорастворимые соли, передвижение рыхлосвязанной воды при этом происходит к участкам с более высокой концентрацией солей. Перемещение влаги может быть связано с неодинаковой концентрацией порового раствора, при этом передвижение влаги происходит к участкам с более высокой концентрацией порового раствора.

Максимальное содержание пленочной воды (максимальная молекулярная влагоемкость) составляет (в %): для песков 1—7, супесей 9—13, суглинков 15—23, глин 25—40%.

Рыхлосвязанная вода не подчиняется силе тяжести, поскольку молекулярные и другие силы, удерживающие пленочную воду, превосходят силу тяжести; она не передает гидростатического давления, так как не заполняет всех пор породы водой.

С увеличением толщины пленки до размеров, не обеспечивающих удержание внешних ее слоев, пленочная вода может переходить в свободную, которая под действием силы тяжести будет стекать с частиц породы и служить источником пополнения подземных вод (см. рис. 24, *д*).

3. **Капиллярная** вода заполняет в породах капиллярные поры и трещины. Степень заполнения пор и трещин в породе водой может быть различной в зависимости от влажности породы и условий режима источников пополнения влаги. Капиллярная вода удерживается и передвигается в породе преимущественно под влиянием капилляр-

ных (менисковых) сил, возникающих на границе воды и воздуха, содержащегося в породах. В зависимости от источников пополнения капиллярных вод и степени связи этих вод с грунтовыми водами А. Ф. Лебедев выделил капиллярно-подвешенную и капиллярно-поднятую воду. Помимо этих разновидностей

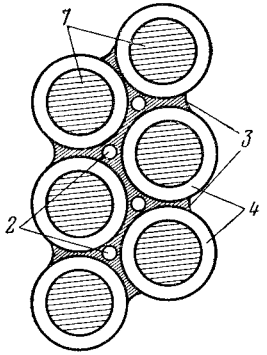


Рис. 25. Схематическое изображение капиллярно-стыковой воды в породе:

1 — частицы породы; *2* — части пор, заполненные воздухом, сообщающиеся одна с другой и воздухом надземной атмосферы; *3* — вода вокруг точек касания частиц (кольцевые мениски); *4* — связанная вода

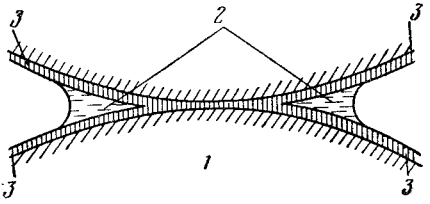


Рис. 26. Схематическое изображение кольцевого мениска воды на контакте двух частиц (по В. А. Приклонскому):

1 — частицы породы; *2* — капиллярно-стыковая вода; *3* — гигроскопическая и пленочная вода

в настоящее время выделяются также капиллярно-стыковое и капиллярно-четочное состояния воды (с защемленным воздухом) [12].

Ниже приводится краткая характеристика выделенных разновидностей капиллярных вод по степени их подвижности.

Капиллярно-стыковая вода образуется преимущественно в углах пор песчаных пород вблизи контакта частиц (рис. 25). Она прочно удерживается капиллярными силами, не передает гидростатическое давление, не может передвигаться внутри породы, как капельно-жидкая вода, так как гидростатическое давление воды меньше поверхностного давления менисков. Схематическое изображение кольцевого мениска на контакте двух частиц показано на рис. 26. Для растений капиллярно-стыковая вода почти недоступна.

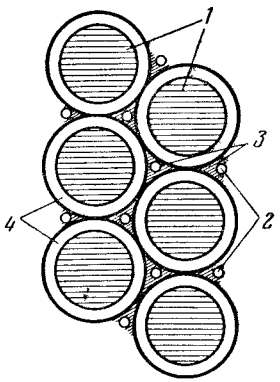


Рис. 27. Схематическое изображение капиллярно-четочной воды в породе:

1 — частицы породы; *2* — изолированные пузырьки воздуха в порах; *3* — вода в порах; *4* — связанная вода

Капиллярно-четочная вода также образуется в основном в песчаных породах, занимая все пространство, прилегающее к частицам породы. В центральных же частях пор заключены пузырьки воздуха (рис. 27). Капиллярно-четочная вода уже может передвигаться в породе, как жидкая. Она доступна для усвоения растениями.

Капиллярно-подвешенная вода не сообщается с уровнем грунтовых вод (рис. 28). Она образуется обычно в верхней части пород зоны аэрации за счет проникающих в породы атмосферных осадков при влажности пород выше максимальной молекулярной влагоемкости. Нередко капиллярно-подвешенная вода образуется в нижней части мелкозернистых пород, подстилаемых более крупнозернистыми разностями. При таком составе пород подвешенная капиллярная вода удерживается за счет разности давлений, существующих под менисками разной кривизны. Степень заполнения капиллярных пор и трещин в породах подвешенной водой может быть самая различная.

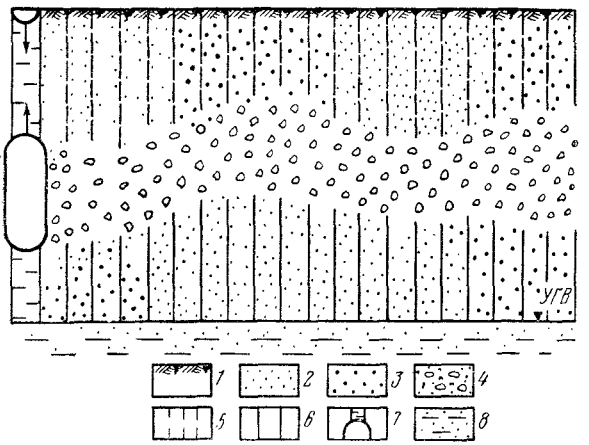


Рис. 28. Схема подвешенной и капиллярно-поднятой воды:
1 — почвенный слой; *2—4* — песок соответственно мелко-, средне- и крупнозернистый с гравием; *5* — капиллярно-подвешенная вода; *6* — капиллярно-поднятая вода; *7* — схема удержания подвешенной воды в капилляре; *8* — горизонт грунтовых вод

При длительном испарении капиллярно-подвешенная вода может расходоваться до полного исчезновения. Для растений эта вода вполне доступна.

Капиллярно-поднятая (капиллярной каймы) вода располагается над поверхностью грунтовых вод, от которых она поднимается под действием силы поверхностного натяжения (см. рис. 28). Мощность капиллярной каймы изменяется от нуля (гравий, галька) до 4—5 м (глинистые породы). В связи с тем, что капиллярно-поднятая вода гидравлически связана с уровнем грунтовых вод, верхняя поверхность ее (бахрома) подвержена вертикальным колебаниям в соответствии с высотными изменениями уровня гравитационных вод (см. § 2, гл. III).

4. **Свободная (гравитационная)** вода образуется в породах при их влажности выше максимальной молекулярной или полевой влагоемкости, а также при полном насыщении пор породы водой (полная влагоемкость).

Движение свободной воды происходит преимущественно под влиянием силы тяжести и напорного градиента и в меньшей степени капиллярных сил (при просачивании воды); свободная вода передает гидростатическое давление.

При движении в пластах и толщах горных пород свободная вода оказывает на них различное действие. Она может механически разрушать породы, вынося и переотлагая или, наоборот, вмывая мелкие минеральные частицы в поры и трещины; оказывает растворяющее и выщелачивающее действие, интенсивность которого зависит как от водопроводимости пород и скорости водообмена, так и от количества и состава содержащихся в ней солей и газов. Из водного раствора в определенных условиях соли могут выпадать в осадок, закупоривая поры и трещины в породах.

Свободная вода образуется в верхней части земной коры при просачивании через толщу пород (зону аэрации) атмосферных осадков и вод поверхностного стока до уровня подземных (чаще грунтовых) вод (см. гл. XI).

Движение воды в ненасыщенных породах называют инфильтрацией. Г. Н. Каменский выделяет два вида инфильтрации: свободное просачивание и нормальную инфильтрацию [5].

При свободном просачивании движение воды происходит при частичном заполнении пор водой. Основным фактором передвижения воды здесь является сила тяжести, второстепенным — капиллярные силы. Свободное просачивание происходит в виде разрозненных изолированных одна от другой струек воды (рис. 29). Следовательно, при свободном просачивании значительная часть толщи пород остается ненасыщенной водой. В ней сохраняется движение воздуха, газов и паров воды. Просачиванию воды препятствуют силы трения и противодействие воздуха, заключенного в порах ненасыщенной части пород.

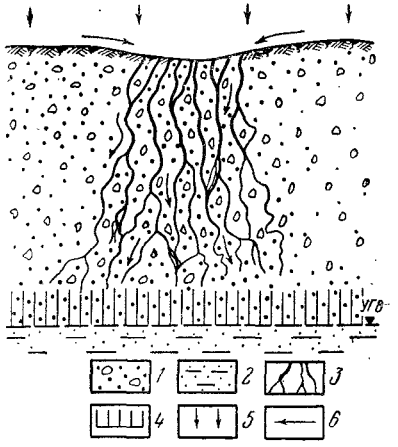


Рис. 29. Схема свободного просачивания воды через породы зоны аэрации:

1 — песок крупнозернистый гравелистый; *2* — песок среднезернистый; *3* — свободное просачивание воды с поверхности; *4* — капиллярная кайма; *5* — атмосферные осадки; *6* — направление поверхностного стока

Нормальная инфильтрация — просачивание воды в ненасыщенные породы на значительной площади сплошным потоком (все пористое пространство толщи пород насыщено водой) под влиянием капиллярного давления, напорного градиента и силы тяжести. Нормальная инфильтрация происходит без гидравлической связи с уровнем подземных вод.

Свободные (гравитационные) воды широко распространены в зоне насыщения, обстоятельная характеристика которых приведена в следующих главах учебника.

5. **Вода в твердом состоянии** (кристаллики, прослойки и линзы льда) встречаются в горных породах в области многолетней мерзлоты. Вне этой области верхний слой породы вместе с находящейся в нем

водой, промерзающей в холодный период года, называют зимним промерзанием (подробно о твердой фазе воды в пластах горных пород сказано в гл. XIV).

Кроме описанных выше основных видов воды необходимо также весьма кратко остановиться на воде, которая содержится во многих минералах и выполняет важную роль в их строении. Воду в минералах изучали Д. С. Белянкин, В. И. Вернадский, В. С. Соболев и другие исследователи.

В. С. Соболев выделяет в минералах три типа воды: конституционную, кристаллизационную и адсорбционную. Как особый подтип кристаллизационной воды он выделяет также цеолитную воду [13].

Более поздние исследования позволили установить, что цеолитная вода является неоднородной и не может быть выделена даже в самостоятельный подтип [7]. Результаты проведенных исследований дали возможность установить некоторые другие типы воды.

С учетом новейших данных в настоящее время в минералах выделяется конституционная и кристаллизационная вода.

Конституционная (химически связанная) вода присутствует в кристаллической решетке минералов в виде ионов OH^-, H^+, H_3O^+ и может быть выделена из них при нагревании минералов от 300 до 1300° С и полном разрушении кристаллической решетки. Примером могут служить гидроокиси типа $Al_2(OH)_3$, $Ca(OH)_2$ и такие минералы, как диаспор $AlO \cdot OH$, топаз $Al_2(OH)_2\,SiO_2$ и др.

Кристаллизационная вода находится в кристаллических решетках минералов в виде единичных молекул или их групп. Она может быть выделена из минерала при температуре от 250 до 300° С или его полном разрушении. Из минералов, содержащих кристаллизационную воду, следует назвать соду $Na_2CO_3 \cdot 10H_2O$ (содержит 63% воды по массе), мирабилит $Na_2SO_4 \cdot 10H_2O$ (55,9%), бишофит $MgCl_2 \cdot 6H_2O$ (53,2%), гипс $CaSO_4 \cdot 2H_2O$ (20,9%) и др.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гавич И. К., Лучшева А. А., Семенова С. М. Сборник задач по общей гидрогеологии. М., «Высшая школа», 1964. 252 с. с ил.
2. Гудок Н. С. Изучение физических свойств пористых сред. М., «Недра», 1970. 206 с. с ил.
3. Злочевская Р. И. Связанная вода в глинистых грунтах. М., Изд-во МГУ, 1969. 176 с. с ил.
4. Калинко М. К. Методика исследования коллекторских свойств кернов. М., Гостоптехиздат, 1963. 224 с. с ил.
5. Каменский Г. Н. Основы динамики подземных вод. Изд. 2-е. М., Госгеолиздат, 1943. 248 с. с ил.
6. Кац Д. М. Гидрогеология. М., «Колос», 1969. 320 с. с ил.
7. К вопросу о классификации молекулярной воды в минералах. — «Труды ВИМС, нов. сер.», М., 1971, вып. 2, с. 79. Авт.: Е. В. Рожкова, К. С. Ершова, Л. С. Солнцева и др.
8. Климентов П. П. Общая гидрогеология. Изд. 3-е. М., «Высшая школа», 1971. 224 с. с ил.
9. Климентов П. П., Кононов В. М. Динамика подземных вод. М., «Высшая школа», 1973. 440 с. с ил.

10. Лебедев А. Ф. Почвенные и грунтовые воды. Изд. 4-е. М., Изд-во АН СССР, 1936. 316 с. с ил.
11. Приклонский В. А. Грунтоведение. Ч. 1. М., Госгеолтехиздат, 1955. 431 с. с ил.
12. Роде А. А. Основы учения о почвенной влаге. «Водные свойства почв и передвижение почвенной влаги». Т. 1. М., Гидрометеоиздат, 1965. 664 с. с ил.
13. Соболев В. С. Введение в минералогию силикатов. Изд-во Львовского гос. ун-та, 1949. 328 с. с ил.
14. Справочник гидрогеолога. Под общ. ред. М. Е. Альтовского. М., Госгеолтехиздат, 1962. 616 с. с ил.
15. Ханин А. А. Породы-коллекторы нефти и газа и их изучение. М., «Недра», 1969. 367 с. с ил.
16. Чаповский Е. Г. Лабораторные работы по грунтоведению и механике грунтов. Изд. 4-е. М., «Недра», 1975. 304 с. с ил.

Глава IV

ОСНОВНЫЕ ПОНЯТИЯ О ТЕПЛОВОМ РЕЖИМЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ. ГЕОТЕРМИЧЕСКИЕ ЗОНЫ И ИХ ХАРАКТЕРИСТИКА

§ 1. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ТЕПЛОВОМ РЕЖИМЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ

В формировании теплового режима земной коры принимают участие внешние (экзогенные) и внутренние (эндогенные) источники тепловой энергии.

Из внешних источников тепла основным является Солнце. По сравнению с солнечной радиацией другие экзогенные источники тепла (излучение Луны, звезд, космические лучи) имеют второстепенное значение. Солнечное тепло определяет развитие жизни на нашей планете и оказывает исключительно важное влияние на большинство процессов, протекающих в атмосфере, на поверхности Земли и в самой верхней части земной коры. Как уже отмечалось, солнечная энергия и сила тяжести определяют круговорот воды (см. гл. II).

Интенсивность солнечной радиации определяется количеством тепла в джоулях, получаемого от Солнца 1 $см^2$ абсолютно черной (т. е. поглощающей всю радиацию) поверхности, перпендикулярной к лучам, за 1 мин. Интенсивность солнечной радиации на среднем расстоянии Земли от Солнца составляет около 8,4 $Дж/см^2$ в минуту (так называемая солнечная постоянная), или $4{,}4 \cdot 10^6$ $Дж/см^2$ в год. Фактически по причине шарообразности Земли и вращения ее вокруг оси и Солнца на единицу поверхности внешней границы атмосферы поступает всего $^1/_4$ возможной радиации, т. е. около $1{,}1 \cdot 10^1$ $Дж/см^2$ в год [1]. Примерно 33% этой величины солнечной радиации ($0{,}36 \cdot 10^6$ $Дж/см^2$ в год) отражается атмосферой в мировое пространство. В земную атмосферу поступает только $0{,}74 \cdot 10^6$ $Дж/см^2$ в год. Из них около $0{,}25 \cdot 10^6$ $Дж/см^2$ поглощается атмосферой, $0{,}18 \times 10^6$ $Дж/см^2$ расходуется в виде отраженной радиации от поверхности Земли. Остальные $0{,}31 \cdot 10^6$ $Дж/см^2$ в год составляют суммарную (прямую и рассеянную) радиацию. Эта тепловая энергия идет на испарение воды с поверхности Земли и участвует в теплообмене с верхними слоями земной коры.

Необходимо отметить, что суммарная радиация за год изменяется в зависимости от географической широты местности. Например, в бухте Тикси (80° с. ш.) она составляет в среднем $0{,}23 \cdot 10^6$, в Ленинграде — $0{,}34 \cdot 10^6$, в Средней Азии и на Средиземном море — $0{,}59 \times 10^6$, на юге Северной Америки — около $0{,}67 \cdot 10^6$ $Дж/см^2$ в год.

К внутренним источникам тепловой энергии относят прежде всего тепло, высвобождающееся при радиоактивном распаде урана, тория и калия. Кроме того, с выделением тепла протекают такие процессы, как приливное трение, релаксация упругих напряжений, гравитационные и полиморфические превращения, перестройка элек-

тронных оболочек, фазовые переходы химических реакций и др. [8]. Важно при этом сказать, что не все внутренние источники тепла представляется возможность оценить количественно. Даже оценка тепловой энергии, выделяющейся при распаде радиоактивных элементов, является сугубо приближенной. Это связано с тем, что пока еще отсутствуют данные о законе распределения радиоактивных элементов по радиусу Земли и их перераспределении в процессе ее геологического развития.

Некоторые ученые допускают, что в ранние периоды существования Земли радиоактивные элементы были равномерно распределены в ее недрах. В дальнейшем по мере гравитационной дифференциации вещества и формирования земной коры радиоактивные элементы преимущественно сконцентрировались в верхних слоях.

Результаты количественной оценки генерации тепла в Земле, выделяемой за счет различных процессов, следующие [5, 7] (в 10^{31} Дж):

Радиогенная энергия	1,6—2,8
Гравитационная энергия:	
а) энергия образования Земли	30
б) потенциальная гравитационная энергия	25
в) упругая энергия сжатой планеты . .	2
г) энергия гравитационной дифференциации	1,5—2,0
Ротационная энергия:	
а) замедление скорости вращения Земли	0,36
б) колебания скорости вращения Земли	2

Приведенные данные свидетельствуют о том, что эффект генерации тепловой энергии за счет различных процессов примерно одинаков. Поэтому на данном этапе изучения проблемы ни одному из них нельзя отдавать предпочтение. Кроме того, необходимо учитывать и некоторые источники тепловой энергии (космический поток нейтрино в недра Земли, перестройка электронных оболочек и др.).

Общий тепловой баланс Земли как в целом, так и ее отдельных частей на протяжении геологического развития не остается стабильным. Периодически изменяясь в связи с геологическими процессами и другими факторами, тепловой баланс в отдельные отрезки времени на значительных территориях оказывается отрицательным. С этим связывают развитие оледенений и формирование многолетнемерзлых толщ пород (см. гл. XIV).

§ 2. ВИДЫ ТЕПЛОПЕРЕДАЧИ И ТЕМПЕРАТУРНЫЕ СВОЙСТВА ГОРНЫХ ПОРОД

Многочисленные источники тепловой энергии в земной коре в процессе их взаимодействия приводят к неравномерному прогреванию отдельных ее толщ и участков. Между различно нагретыми участками и слоями в недрах Земли постоянно происходит тепло-

обмен, который осуществляется кондуктивной и конвективной передачами и путем теплового излучения.

Кондуктивная теплопередача обусловлена теплопроводностью горных пород, которая связана с перемещением вещества самой среды.

Конвекция бывает естественной (свободной) и вынужденной. При естественной конвекции перемещение вещества и тепла с ним происходит исключительно за счет различий в температуре и обусловленного этим непостоянства плотностей среды. При вынужденной конвекции перемещение вещества и тепла осуществляется под воздействием внешнего возбудителя, например перемещение воды в процессе фильтрации и перенос ею (водой) тепла.

Передача тепла путем лучистого излучения может происходить только при очень высоких температурах и на больших глубинах (более 100 км). Ниже освещены некоторые термические свойства горных пород.

Теплопроводность. Теплопередача путем теплопроводности носит атомно-молекулярный характер и складывается из электронной и фононной составляющих. Первая из них определяется передачей энергии свободными электронами и характерна для рудных минералов, а фононная осуществляется путем упругих тепловых колебаний частичек кристаллической решетки (фононов). Она характерна для всех горных пород [11].

В твердых телах тепло распространяется по закону Фурье

$$q = \lambda \operatorname{grad} t = -\lambda \frac{\partial t}{\partial n}, \qquad \text{(IV.1)}$$

где q — плотность теплового потока; λ — коэффициент теплопроводности, зависящий от природы и физического состояния среды, в которой распространяется тепло; $\operatorname{grad} t$ — градиент (перепад) температуры в направлении распространений тепла.

Производная берется вдоль внешней нормали n к изотермической поверхности. Знак минус в выражении указывает, что тепло распространяется в направлении, обратном направлению вектора градиента.

Коэффициент теплопроводности λ характеризуется количеством тепла, проходящим в единицу времени через единицу площади и слой единичной толщины при перепаде температуры на его поверхностях в 1 градус.

Коэффициент теплопроводности λ при стационарных условиях определяется из выражения

$$\lambda = \frac{Ql}{\tau s (T_2 - T_1)}, \qquad \text{(IV.2)}$$

где Q — количество прошедшего тепла, Дж; l — толщина слоя породы, м; τ — время прохождения теплового потока, с; s — площадь поверхности, через которую проходит тепловой поток, м^2; $(T_2 - T_1)$ — падение температуры, градус.

Коэффициент теплопроводности имеет размерность ватт на метр-кельвин — Вт/(м·К).

Существуют также нестационарные методы определения теплопроводности пород.

Теплопроводность горных пород зависит от многих факторов: плотности пород, размеров пор, гранулометрического состава, температуры и влажности.

Необходимо отметить, что на теплопроводность сухих материалов плотность оказывает большее влияние, чем размеры зерен и пор.

Теплопроводность горных пород в значительной степени зависит от их влажности. Обычно для влажных пород коэффициент теплопроводности намного выше коэффициента твердой и жидкой фаз в отдельности. Например, коэффициент теплопроводности влажного кирпича 1,04 Вт/(м·К), сухого 0,35, воды 0,57 Вт/(м·К). Это объясняется в основном тем, что связанная влага имеет другие физические свойства по сравнению со свободной водой [6].

Учитывая многочисленные факторы, влияющие на теплопроводность, обычно для горных пород одинаковых литологических особенностей значения величины коэффициентов теплопроводности даются в некоторых пределах или же с указанием минимальных, максимальных и средних значений. В табл. 10 приведены значения теплопроводности горных пород по С. В. Тимареву, Я. Б. Смирнову и Б. Г. Полякову.

Для сопоставления напомним, что теплопроводность воздуха равна Вт/(м·К) 0,0234, снега 0,1256—0,2093, льда 2,1353—2,3865, воды 0,5694 Вт/(м·К).

Из табл. 10 видно, что среди осадочных пород наименьшая теплопроводность свойственна для углей; низкой теплопроводностью обладают также пески. Остальные разности пород имеют относительно близкие значения теплопроводности. Изверженные породы в целом характеризуются более высокой теплопроводностью, чем осадочные. Высокой теплопроводностью обладают железные руды, кварциты и гидрохимические осадки (каменная соль, ангидрит). Теплопроводность карбонатных пород в значительной мере зависит от степени их трещиноватости [13].

Теплоемкость. Существенным показателем тепловых свойств пород является их теплоемкость. Она определяется способностью тела поглощать тепловую энергию при теплообмене вне зависимости от направления вектора теплового потока. При этом теплота ΔQ расходуется на изменение внутренней тепловой энергии ΔU и работу A, связанную с расширением тела (первый закон термодинамики), т. е. $\Delta Q = \Delta U + A$.

Для твердых и жидких тел тепло, расходуемое на изменение внутренней тепловой энергии, значительно больше тепла, затраченного на расширение тела. В данном случае можно записать следующее выражение: $dQ = Cdt$, в котором C — коэффициент пропорциональности, называемый теплоемкостью и измеряемый в Дж/К (джоуль на кельвин). Джоуль на кельвин — теплоемкость тела, повышающего температуру на 1 К при подведении к нему количества теплоты 1 Дж.

Таблица 10

Порода	Число образцов	Теплопроводность, Вт/(м·К)		
		минимальная	максимальная	средняя
Глины	128	0,63	2,72	1,36
Глинистые сланцы	165	0,63	3,56	2,01
Аргиллиты	84	1,05	3,14	2,17
Алевролиты	100	0,63	3,98	2,17
Пески	16	0,04	2,30	1,17
Песчаники	360	0,21	3,98	2,18
Кварциты	8	3,56	7,74	5,23
Известняки	247	0,63	3,14	2,18
Мергели	38	1,05	2,72	2,07
Мел	7	0,63	2,30	1,82
Доломиты	23	1,46	3,98	2,26
Туф и туфобрекчии	32	1,05	3,56	2,03
Граниты	46	1,46	3,56	2,51
Гранодиориты	34	1,46	3,14	2,22
Базальты, диабазы	9	1,46	3,56	2,60
Порфириты	48	0,63	2,72	2,01
Угли	90	0,04	1,46	0,30
Железные руды (сидеритолиты окисные и сульфидные)	34	0,63	11,10	3,10
Каменная соль, ангидриты	5	1,05	4,44	—

В геотермии используется обычно удельная объемная теплоемкость C_0, которая определяется теплоемкостью единицы объема горных пород. Наряду с этой единицей используется также удельная теплоемкость единицы массы породы (удельная массовая теплоемкость). Измеряются они соответственно в Дж/(м³·К) и Дж/(кг·К). Джоуль на килограмм-кельвин — удельная теплоемкость вещества, имеющего при массе 1 кг теплоемкость 1 Дж/К.

Теплоемкость горных пород до 500° С в первом приближении находится в линейной зависимости от температуры. Некоторые данные по теплоемкости и температуропроводности, по В. Н. Кобрановой, приведены в табл. 11.

Температуропроводность отражает скорость изменения температуры при поглощении или отдаче тепла горной породой в нестационарных тепловых процессах. Она измеряется коэффициентом температуропроводности, который показывает степень повышения температуры единицы объема вещества в результате сообщения ему количества тепла, численно равного теплопроводности.

Коэффициент температуропроводности a выражается отношением коэффициента теплопроводности λ к произведению удельной массовой теплоемкости $C_м$ при постоянном давлении на плотность ρ

$$a = \frac{\lambda}{\rho C_м} = \frac{\lambda}{C_0}. \qquad \text{(IV.3)}$$

Таблица 11

Порода	Удельная массовая теплоемкость, Дж/(кг·К) при температуре, °С		Температуропроводность, 10^{-6} м²/с
	0	200	
Магматические			
Гранит	0,69	0,96	0,61—0,76
Диорит	0,63	1,0	1,2
Базальт	0,84	1,1	0,66—1,2
Метаморфические			
Гнейс	0,79	1,0	1,18—1,60
Кварцит	0,71	0,96	От 1,2 до 3,1 и более
Мрамор	0,80	1,9	0,86—5,3
Осадочные			
Гипс	0,84—1,1	При 20° С	0,31
Известняк	0,77—1,0	» 50—60° С	0,50—2,0
Песчаник	0,79—1,0	» 50—60° С	0,44—2,4
Каменная соль	0,84	» 20° С	—

Измеряется коэффициент температуропроводности в метрах квадратных на секунду (м²/с).

Коэффициент температуропроводности зависит от пористости, влажности и гранулометрического состава, а также и литологических особенностей горных пород. Закономерность изменения температуропроводности от влажности для пород с различным гранулометрическим составом является одинаковой. С увеличением влажности пород температуропроводность сначала возрастает до некоторого максимума, а затем убывает. Однако ее характер кривых и их амплитуды изменяются в зависимости от гранулометрического состава пород.

Объясняется указанная закономерность особенностями контакта между зернами (частицами), а также и неодинаковой влажностью пород. Сухие породы имеют слабый тепловой контакт между зернами и по этой причине обладают низкой теплопроводностью. С увеличением влажности в породах образуется водяная пленка, которая улучшает тепловой контакт и тем самым повышает температуропроводность пород.

Удельная теплоемкость у большинства породообразующих минералов ниже, чем у воды. Поэтому с повышением влажности увеличиваются удельная теплоемкость, теплопроводность и плотность пород. Совместное увеличение этих параметров сначала вызывает замедление роста температуропроводности, а при дальнейшем увеличении влажности температуропроводность начинает уменьшаться, так как происходит замедление возрастания теплопроводности с одновременным увеличением плотности и удельной теплоемкости.

§ 3. ГЕОТЕРМИЧЕСКИЕ ЗОНЫ И ИХ ХАРАКТЕРИСТИКА

По особенностям температурного режима в земной коре обычно выделяют внешнюю зону, пояс постоянных годовых температур и внутреннюю зону.

Внешняя зона (гелиотермозона). Основным источником тепловой энергии в этой зоне является солнечная радиация, которая изменяется в связи с вращением планеты вокруг Солнца и своей оси, с географической широтой, рельефом местности и некоторыми другими факторами.

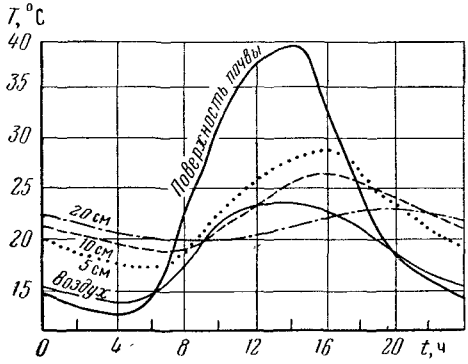


Рис. 30. Суточный ход температуры воздуха и почвы на различных глубинах (Воронеж, август 1943 г.)

В пределах этой зоны выделяются слои суточных, сезонных и годовых температур. Глубина проникновения солнечного тепла в толщу земной коры в вековом и геологическом исчислении времени может значительно превышать глубину проникновения годовых температур.

В ходе геологического развития Земли имели место периоды изменения климата, в результате которых наступали оледенения континентов. Ориентировочные расчеты Г. А. Череменского свидетельствуют о том, что, например, влияние ледников могло сказываться на глубину более 1 км [13]. Это подтверждается фактом обнаружения многолетнемерзлых пород (как реликта последнего оледенения) на глубинах свыше 1 км. В целом же на таких глубинах геотермический режим зависит от внутреннего тепла Земли.

Температура поверхностного слоя под влиянием солнечной радиации в течение суток подвергается периодическим колебаниям с одним максимумом и одним минимумом (рис. 30). Разницу между максимальной и минимальной температурой называют амплитудой колебаний температур, а интервал времени между наступлениями минимума и максимума в температурной волне — периодом температурной волны.

Суточная температурная волна движется сравнительно медленно, а ее амплитуда быстро уменьшается с глубиной. На глубине около 1 м (максимум 2 м) амплитуда колебаний равна нулю, т. е. в этой зоне они уже становятся незаметными (пояс постоянных суточных температур). На площади океанов суточные колебания температур распространяются на глубину 20—30 м [13].

Характер колебаний среднемесячных температур воздуха и почвы можно получить по данным рис. 31. Породы в пределах местонахождения метеостанции представлены суглинками, подстилаемыми

глинами; кривые на рис. 31 несимметричны — с более крутой восходящей ветвью, отвечающей повышенной инфильтрации воды в весенние месяцы, и более пологой нисходящей ветвью.

Сезонные температурные изменения связаны с сезонами года. Мощность слоя пород, подверженного сезонным изменениям температур в нормальных условиях, обычно не превышает 8—10 м [2].

Годовые температурные изменения во внешней зоне на континентах прослеживаются на большую глубину — до 15—30 м, а в

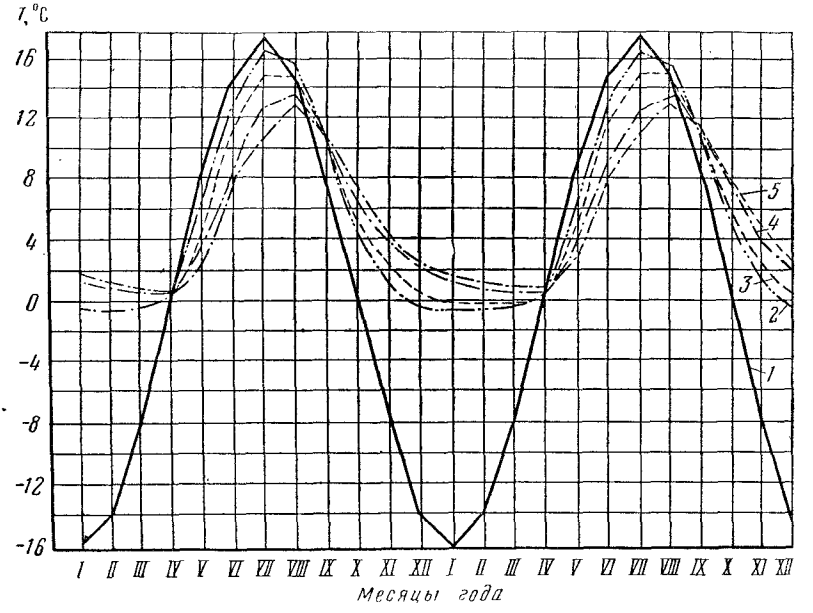


Рис. 31. Среднемесячные температуры почвы и воздуха на станции Менделеево Пермской области:

1 — температура воздуха; *2—5* — температура почвы на различных глубинах (в м): *2* — 0,2; *3* — 0,4; *4* — 0,8; *5* — 1,0

морях и океанах годовые колебания температур достигают глубины 350 м [13].

Изменение глубины распространения годовых температур зависит от геологического строения, гидрогеологических и географических условий, а также и других особенностей районов. Большое влияние на степень проникновения температуры в земную кору оказывает мощность снежного покрова.

Распространение в глубину суточных и годовых колебаний температур подчиняется определенным закономерностям. Так, по Д. И. Дьяконову:

1) период колебаний суточных и годовых температур с глубиной не изменяется;

2) при увеличении глубины в арифметической прогрессии амплитуда колебаний температур уменьшается в геометрической прогрессии (первый закон Фурье);

3) амплитуда колебаний температуры Δt_H уменьшается с глубиной по экспоненциальному закону

$$\Delta t_H = \Delta t_0 e^{-L_H}, \tag{IV.4}$$

где Δt_0 — амплитуда колебаний температуры на земной поверхности; $L_H = \sqrt{\pi/aT}$ — коэффициент (a — коэффициент температуропроводности пород, T — период колебаний температуры);

4) интенсивность затухания колебаний температуры с глубиной увеличивается с уменьшением периода колебаний H, причем наступление экстремальных значений температуры на глубине H по отношению к этим значениям на земной поверхности запаздывает на время

$$\tau_{зап} = \frac{H}{2}\sqrt{\frac{T}{\pi a}}, \tag{IV.5}$$

т. е. пропорциональное глубине и корню квадратному из периода колебаний температуры (второй закон Фурье);

5) отношение глубин затухания соответствующих температурных амплитуд разных периодов равно квадратному корню из отношения периодов этих колебаний (третий закон Фурье):

$$\frac{H_1}{H_2} = \sqrt{\frac{T_1}{T_2}}. \tag{IV.6}$$

Для годовых H_1 и суточных H_2 колебаний найдем:

$$\frac{H_1}{H_2} = \sqrt{\frac{365}{1}}, \text{ или } H_1 = 19{,}1H_2.$$

Из (IV.6) следует, что чем больше период колебаний T, тем на большей глубине H, при прочих равных условиях, отмечаются колебания температуры;

6) отношение разности логарифмов амплитуд Δt_{H_1} и Δt_{H_2} или разности фаз Φ_{H_1} и Φ_{H_2} к разности глубин H_1 и H_2, на которых они определены, пропорционально коэффициенту затухания L:

$$\frac{\ln \Delta t_{H_1} - \ln \Delta t_{H_2}}{H_2 - H_1} = \frac{\Phi_{H_1} - \Phi_{H_2}}{H_2 - H_1} = \sqrt{\frac{\pi}{aT}} = L. \tag{IV.7}$$

Отсюда можно определить коэффициент температуропроводности пород верхнего слоя

$$a = \frac{\pi}{TL^2}; \tag{IV.8}$$

7) логарифмы отношений амплитуд Δt_H и Δt_0 и разности фаз $\Phi_H - \Phi_0$, измеренных на глубине H и на земной поверхности ($H = 0$), в пункте наблюдения *1* относятся к их значениям, измеренным в пункте *2*, как корни квадратные из обратного отношения коэф-

фициентов температуропроводности a_1 и a_2 пород верхнего слоя в тех же пунктах наблюдения:

$$\frac{\ln\left(\frac{\Delta t_H}{\Delta t_0}\right)_1}{\ln\left(\frac{\Delta t_H}{\Delta t_0}\right)_2} = \frac{\Phi_{H_1}-\Phi_{0_1}}{\Phi_{H_2}-\Phi_{0_2}} = \frac{\sqrt{\frac{\pi}{a_1 T}}}{\sqrt{\frac{\pi}{a_2 T}}} = \sqrt{\frac{a_2}{a_1}}. \qquad \text{(IV.9)}$$

Формула (IV.9) дает возможность по значению $\Delta t_H/\Delta t_0$ или $\Phi_H-\Phi_0$, определенным в разных пунктах наблюдения и по известному значению коэффициента температуропроводности в одном

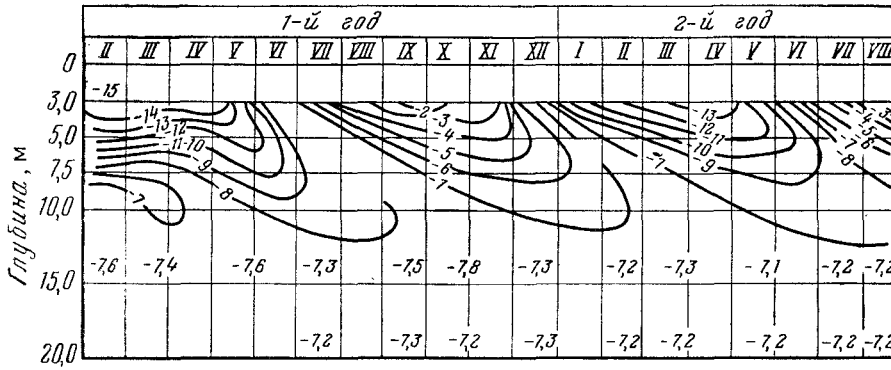


Рис. 32. График термоизоплет многолетнемерзлых толщ в районе Оймякона Восточной Якутии (по Н. А. Граве, М. К. Гавриловой, Г. Ф. Гравису и др.)

из пунктов, определить неизвестные значения коэффициентов теплопроводности пород внешней зоны в любом пункте наблюдения.

Анализ наблюдений за температурой во внешней зоне обычно проводится путем составления графиков колебаний температур на разных глубинах по систематическим термометрическим данным. Такие графики дают возможность наглядно проследить изменение амплитуды колебаний температур с глубиной, определить период температурной волны, а также приблизительно оценить глубину затухания амплитуд.

Непрерывное изменение температуры во внешней зоне в течение определенного периода времени можно проследить по графику термоизоплет (рис. 32). Термоизоплетами называют линии, соединяющие одинаковые значения температуры пород на различных глубинах для определенного времени.

Методика обработки термометрических наблюдений изложена в работе [2].

Пояс постоянных годовых температур. Как уже отмечалось, амплитуда годовых колебаний температур с глубиной постепенно убывает. На некоторой глубине значение ее практически приближается к нулю — эта глубина и соответствует поясу постоянных годовых температур.

Необходимо отметить, что температура в этом поясе является относительно постоянной в многолетнем разрезе, поскольку ежегодно изменяется количество поступающего и уходящего из почвы тепла (рис. 33).

Тепловой режим пояса постоянных годовых температур зависит от географического положения района, гидрогеологических и геокрилогических и прочих особенностей.

Глубина залегания пояса постоянных температур изменяется в значительных пределах (табл. 12).

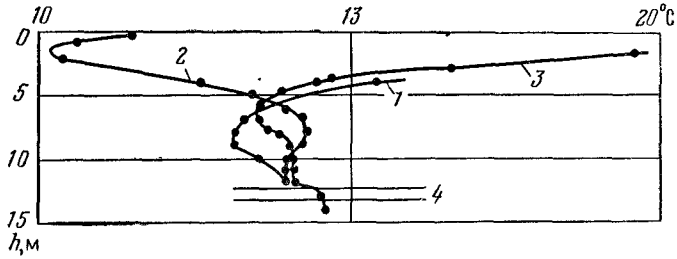


Рис. 33. Изменение температуры в слое «постоянных» годовых температур (по С. А. Джамалову, Р. А. Левковичу, В. В. Суетнову):

1 — сентябрь 1956 г.; *2* — апрель 1958 г.; *3* — июль 1958 г.; *4* — слой «постоянных» годовых температур

На территории СССР температура пояса постоянных годовых температур, по данным Г. А. Черемепского, изменяется от —13° С (внутренние районы Таймырского полуострова) до +20° С (пустыни Средней Азии). Такое колебание температуры в основном вызвано разнообразием климатических зон, неодинаковой плотностью и мощностью снежного покрова.

В каждом конкретном районе температура в этом поясе близка к среднегодовой температуре воздуха на поверхности земли. Н. М. Фролов считает, однако, что температура данного пояса по абсолютному значению более тесно связана со среднегодовой температурой почвы на любой глубине, чем с температурой воздуха [12].

Таблица 12

Пункт исследований	Глубина залегания пояса постоянных годовых температур, м	Примечание
Эдинбург	11,9	Значения глубин постоянных температур вычислены при точности измерения температуры ±0,1° С
Белград	13,0	
Упсала	13,2	
Париж	14,6	
Киев	15,0	
Цюрих	15,2	
Ленинград	15,6	
Брюссель	15,8	
Загорск	25,0	

Глубину залегания пояса постоянных температур определяют по данным систематических измерений температур на разных глубинах. Непосредственное определение этой глубины проводится по графикам годовых колебаний температур или графикам термоизоплет. При этом обычно устанавливается глубина, на которой значения амплитуд годовых колебаний температур не превышают 0,1° С. Приближенно глубина пояса постоянных температур может быть определена по данным глубины залегания постоянного слоя суточных температур, так как глубина пояса постоянных температур в 19,1 раза больше глубины залегания слоя постоянно суточных температур [см. формулу (IV.6)].

Наиболее точно глубина пояса постоянных годовых температур находится по графику А. Н. Огильви, который основан на закономерности уменьшения амплитуд колебаний температур с глубиной (точки, соответствующие логарифмам амплитуд температур на разных глубинах ложатся на одну прямую линию).

На рис. 34 показан пример графического определения глубины пояса постоянных температур. Для построения подобного графика необходимо знать амплитуды колебаний температуры по крайней мере в трех точках. Проведенная через эти точки прямая в месте пересечения с осью абсцисс (соответствующей логарифму 0,1) определяет глубину залегания пояса постоянных температур, которая в данном примере оказалась равной 23 м.

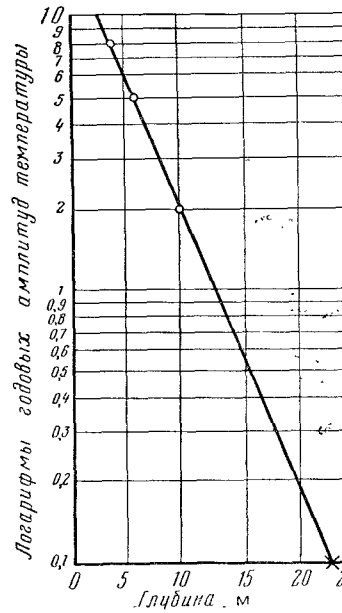


Рис. 34. Графический способ определения глубины пояса постоянных температур (по А. Н. Огильви)

Внутренняя зона (геотермозона). Глубже пояса постоянных годовых температур располагается внутренняя зона, закономерностью для которой является постепенное нарастание температур с глубиной. Основным источником тепловой энергии в этой зоне является внутреннее тепло Земли. Термический режим внутренней зоны в каждом конкретном районе зависит от характера геологической структуры и тектонических особенностей, тепловых свойств пород, истории геологического развития региона и гидрогеологических условий.

Интенсивность нарастания температуры с глубиной характеризуется величиной геотермического градиента. Геотермическим градиентом называют величину повышения температуры в градусах, соответствующую углублению на 100 м (иногда принимают градиент на 1 м), считая от пояса постоянных годовых температур.

Таблица 13

Наименование и возраст геологической структуры	Геотермический градиент, °С/100 м	Геотермическая ступень, м/°С
Горно-складчатые области (предгорные прогибы и межгорные впадины)		
Альпийские:		
Карпаты	2—3	33,3—50
Крым	3—5	20—33,3
Копет-Даг	3—5	20—33,3
Кавказ	4—6	16,7—25
Курильско-Камчатская вулканическая зона	3—20	5—33,5
Герцинские и каледонские:		
Урал	1,5—2,0	50—66,7
Саяны	2,0—2,5	40—50
Алтай	2,0—3,0	33,3—50
Тянь-Шань	2,5—3,5	28,6—40
Платформенные области		
На докембрийском фундаменте:		
Восточно-Сибирская	1,0—2,0	50—100
Восточно-Европейская	1,5—2,5	40—66,7
На палеозойском фундаменте		
Западно-Сибирская	2,5—3,5	—
Кристаллические щиты		
Балтийский	0,8—1,0	100—125
Украинский	0,6—0,9	111,1—166,7

Величину, обратную геотермическому градиенту, называют геотермической ступенью. Геотермической ступенью принято называть величину углубления по вертикали в метрах, при которой температура повышается на 1° С.

За среднюю геотермическую ступень при приближенных расчетах принимают 33 м/° С. В действительности величина геотермической ступени колеблется в весьма широких пределах — от 1 до 200 м/° С и зависит от термических свойств горных пород, возраста и типа геологических структур и гидрогеологических условий.

Некоторые данные о величинах геотермических градиентов и ступеней для части регионов и геологических структур, по Г. А. Череменскому, приведены в табл. 13.

В пределах больших интервалов глубин возможно нарастание, убывание или постоянство значений геотермического градиента. В соответствии с характером изменения геотермического градиента выделяют геотермограммы выпуклого (вогнутость от оси глубин), вогнутого и прямолинейного типов. Характер термограмм определяется конкретными геологическими и гидрогеологическими условиями регионов.

Геотермическую ступень можно определить по данным замеров температуры в скважинах. Причем, если известны единичные замеры температуры в скважине на определенной глубине и глубина пояса постоянных годовых температур, то геотермическую ступень G (в м/° С) рассчитывают по формуле

$$G = \frac{H-h}{T-t_в}, \qquad \text{(IV.10)}$$

где H — глубина замера температуры, м; h — глубина слоя постоянной годовой температуры, м; T — температура на глубине H, °С; $t_в$ — средняя годовая температура воздуха на поверхности земли, °С.

При наличии данных по замерам температур в скважинах можно определить геотермическую ступень для отдельных ее интервалов, используя формулу

$$G = \frac{H_2-H_1}{T_2-T_1}, \qquad \text{(IV.11)}$$

где H_2, H_1 — глубины замера температуры, м; T_2, T_1 — температура соответственно на глубинах H_2 и H_1, °С.

Если известны геотермическая ступень G, средняя годовая температура воздуха данной местности $t_в$ и глубина слоя постоянных годовых температур h, то можно с достаточной для практики точностью вычислить температуру на любой глубине или глубину H, соответствующую той или иной температуре:

$$T_H = t_в + \frac{H-h}{G} \qquad \text{(IV.12)}$$

и

$$H = G(T_H - t_в) + h. \qquad \text{(IV.13)}$$

§ 4. ОБЩИЕ ПОНЯТИЯ О ГЕОТЕМПЕРАТУРНОМ ПОЛЕ И МЕТОДАХ ЕГО ИЗУЧЕНИЯ

Распределение температуры внутри Земли, обусловленное сложным взаимодействием различных природных факторов (частично они были охарактеризованы выше), представляют собой геотемпературное поле. Естественное распределение температур даже во внутренней зоне обычно не соответствует теоретическому идеальному полю (однородная среда) в связи с неоднородной теплопроводностью горных пород в недрах Земли. С целью более полного учета природных особенностей, т. е. физико-механических и физико-химических процессов (перенос тепла подземными водами, химические реакции, фазовые превращения, радиоактивный распад), при инженерных расчетах в последние годы в геотермию введены понятия: идеального (теоретического), нормального и аномального геотемпературных полей [10].

А. М. Овчинников предлагает выделять другие типы геотермического режима: нормальный, магматогенный и криогенный [9].

Нормальный режим соответствует тем областям, в которых тепловой баланс не нарушен ни глубоким многолетним промерзанием, ни внедрением магмы (например, Восточно-Европейская платформа).

Магматогенный режим создается на участках действующих или недавно прекративших свою деятельность магматических очагов (Кавказ, Камчатка, Аляска и др.).

Криогенный режим наблюдается в областях распространения многолетнемерзлых пород (см. гл. XIV), где горные породы имеют отрицательную температуру до значительных глубин, достигающих иногда многих сотен метров. Здесь наблюдается весьма характерное падение температуры ниже пояса постоянных годовых температур.

Изучение геотермических условий проводится путем непосредственного измерения температуры пород в скважинах до глубин, достигнутых современной буровой техникой — 4—5 км и даже более. Для этого используются электрические термометры сопротивления, термопары, биметаллические, ртутные максимальные и замедленного действия термометры, обеспечивающие точность измерений до 0,1 С [3].

Обобщение результатов термометрических наблюдений позволяет установить региональные закономерности формирования и распределения геотемпературного поля, выявить и расшифровать его различные вариации и аномалии. Средством для этого является построение геотермических карт: геоизотерм, термоизогипс и равного геотермического градиента [11].

Геоизотермы (изотермы) — линии, соединяющие точки с одинаковыми температурами на определенном уровне. В зависимости от характера дневной поверхности карты изотерм могут быть составлены для: определенной глубины; определенной абсолютной отметки; определенной литологической, стратиграфической или структурной поверхности.

Термоизогипсы — линии, соединяющие точки с одинаковыми глубинами на заданной изотермической поверхности. Карта термоизогипс (карта рельефа заданной изотермической поверхности) отражает в абсолютных отметках или в изолиниях равных глубин залегания изучаемую поверхность.

Карта равного геотермического градиента показывает его распределение по площади. Такая карта составляется в трех модификациях: карта геотермического градиента для определенного интервала глубин (или абсолютных отметок); карта градиента для одного и того же литологически однородного комплекса пород (однородная теплопроводность пород); карта среднего геотермического градиента (в геологически едином интервале, например, структурного этажа).

Для участков скрытого выхода горячих вод, особенно когда температура, замеренная в разведочных скважинах на участке, незначительно отличается от температуры, которая определена термометрическими станциями или постами, для этой территории строят карты термоизоклин [2]. Термоизоклины — линии, соединяющие равные отклонения температур от нормального температурного поля района исследований.

При незначительной разнице в температурах, полученных по разведочным скважинам, и данных термометрической станции на один

и тот же период времени термоизоклины более отчетливо оконтуривают участок температурной аномалии или выхода горячих вод на глубине, чем изотермы.

§ 5. ПРАКТИЧЕСКОЕ ПРИМЕНЕНИЕ ГЕОТЕРМИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ДЛЯ РЕШЕНИЯ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ ЗАДАЧ

Естественные и искусственные тепловые поля могут быть использованы при решении различных гидрогеологических задач [10, 13]:

1) расчленение геологического разреза, выделение водоносных горизонтов и водоупорных толщ, определение их интервалов залегания и мощностей;

2) установление глубины залегания подземных вод по температуре воды в источниках;

3) классификация источников по питающим их водам водоносных горизонтов при выполнении гидрогеологической съемки;

4) определение скорости фильтрации подземных вод на разных интервалах глубины и качественная оценка фильтрационных свойств отдельных толщ пород в зоне активного водообмена;

5) прослеживание по площади и вертикальному разрезу водоносных горизонтов, участков разломов, трещиноватых и закарстованных зон и оценка степени закарстованности пород;

6) поиски и разведка горячих подземных вод;

7) изучение локальных и региональных гидрогеологических особенностей артезианских бассейнов, выявление областей питания, стока и разгрузки подземных вод;

8) определение скрытых очагов разгрузки восходящих горячих подземных вод;

9) исследование условий формирования и динамики подземных вод; выявление гидродинамических зон;

10) установление источников (водоносных горизонтов) обводнения горных выработок;

11) прогноз приближения при проходке забоя горной выработки к обводненным зонам;

12) определение высоты подъема цементного раствора при цементировании затрубного пространства (кольца) скважин.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Будыко М. И. Тепловой баланс земной поверхности. Л., Гидрометеоиздат, 1956. 255 с. с ил.

2. Гавич И. К., Лучшева А. А., Семенова С. М. Сборник задач по общей гидрогеологии. М., «Высшая школа», 1964. 252 с. с ил.

3. Дьяконов Д. И. Геотермия в нефтяной геологии. М., Гостоптехиздат, 1958. 277 с. с ил.

4. Кобранова В. Н. Физические свойства горных пород. М., Гостоптехиздат, 1962. 490 с. с ил.

5. Кропоткин П. Н. Основные проблемы энергетики тектонических процессов. — Изв. АН СССР. Сер. геол., № 5, 1948, с. 89—104.

6. Лыков А. В. Теория теплопроводности. М., ГИТТЛ, 1952. 392 с. с ил.

7. Любимова Е. А. Термика Земли и Луны. М., «Наука», 1968, 279 с.
8. Магницкий В. А. Внутреннее строение и физика Земли. М., «Недра», 1965. 379 с. с ил.
9. Овчинников А. М. Минеральные воды. Изд. 2-е. М., Госгеолтехиздат, 1963. 376 с. с ил.
10. Огильви Н. А. Вопросы теории геотемпературных полей в приложении к геотермическим методам разведки подземных вод. — В кн.: Проблемы геотермии и практического использования тепла Земли. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1959, с. 53—85.
11. Тепловой режим недр СССР. М., «Наука», 1970. 224 с. с ил.
12. Фролов Н. М. Гидрогеотермия. М., «Недра», 1968. 316 с. с ил.
13. Череменский Г. А. Геотермия. М., «Недра», 1972. 272 с. с ил.

Глава V

СТРОЕНИЕ ПОДЗЕМНОЙ ГИДРОСФЕРЫ. КЛАССИФИКАЦИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

§ 1. СТРОЕНИЕ ПОДЗЕМНОЙ ГИДРОСФЕРЫ

Подземная гидросфера сверху ограничена поверхностью земли, нижняя ее граница достоверно не установлена. Одни исследователи (А. М. Овчинников и др.) считают, что ее условно можно провести на глубине 12—16 км, т. е. на глубинах распространения критических температур воды (374—450° С), где скопление последней в жидком состоянии невозможно (рис. 35). Другие исследователи (Ф. А. Макаренко, В. И. Лялько, В. И. Кононов, Я. Б. Смирнов, В. А. Ильин и др.) полагают, что подземная гидросфера распространяется до глубин, превышающих 70—100 км. Причем положение ее нижней границы изменяется в различных геотектонических областях.

В пределах подземной гидросферы состояние воды, ее структура и свойства меняются по мере изменения температуры и давления в земной коре и мантии.

Переход воды из одного состояния в другое и характерные изменения структуры воды положены в основу выделения гидрофизических зон [3—6]. В подземной гидросфере выделяются следующие гидрофизические зоны: 1) аэрации; 2) мерзлая зона земной коры; 3) насыщения; 4) переуплотненного водяного флюида; 5) жидко-пластичного водного раствора силикатов и алюмосиликатов; 6) диссоциированных молекул воды.

Наиболее изученными являются первые три зоны, сведения о которых приводятся ниже. Сведения о других зонах при необходимости можно получить из литературных источников [3—6].

З о н а а э р а ц и и охватывает верхние слои литосферы от дневной поверхности до уровня грунтовых вод. В зоне аэрации поры пород обычно заполнены воздухом и парами воды, а также прочно-, рыхлосвязанной и капиллярной водой. Периодически весной в период таяния снега или во время выпадения интенсивных дождей в породах зоны аэрации образуется свободная (гравитационная) вода (см. гл. III, § 4).

Мощность зоны аэрации зависит от литологических особенностей пород (глубины залегания водонепроницаемых толщ), рельефа местности, степени расчлененности поверхности земли и климатических условий (количество атмосферных осадков, величина инфильтрации). Она изменяется в широких пределах — от долей метра до 100 м и более. На обширных площадях зона аэрации может отсутствовать; на таких участках подземные воды достигают поверхности земли, образуя болота и заболоченности.

Через зону аэрации осуществляется тесная связь подземных вод с атмосферой; дождевые и талые воды просачиваются вглубь и попол-

няют ресурсы подземных вод В засушливых областях через зону аэрации происходит испарение подземных вод при их залегании на глубинах менее 3 м.

Интенсивность инфильтрации вод с поверхности и испарение подземных вод в определенной степени зависят от строения зоны аэрации, литологических особенностей слагающих ее пород и физико-географических условий местности. Например, если зона аэрации сложена песчаными породами, то значительная часть талых вод весной или дождливым летом просачивается через породы зоны аэрации до уровня подземных вод. Если же зона аэрации сложена суглини-

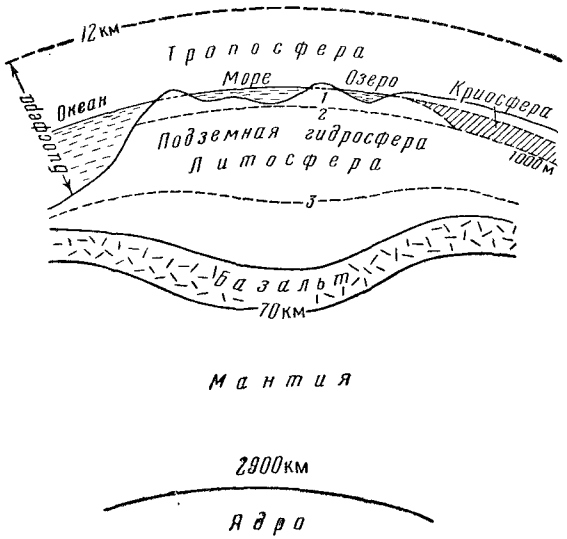


Рис. 35. Схема геосфер (по А. М. Овчинникову): *1* — слой годовых колебаний температур (20 м); *2* — слой вековых колебаний температур (1000 м); *3* — глубина критической температуры воды 400° С (12 км)

стыми породами, то талые и дождевые воды преимущественно стекают в близлежащие понижения рельефа и только небольшая их часть просачивается вглубь и пополняет подземные воды. Зимой и даже ранней весной, когда верхняя часть пород зоны аэрации является промерзшей, просачивание воды с поверхности через такую зону затруднено.

Значение зоны аэрации в питании грунтовых вод и их расходовании на испарение чрезвычайно велико. Без глубокого изучения процессов, проходящих в зоне аэрации, невозможно решить важные теоретические и практические задачи гидрогеологии, особенно провести качественные исследования относительно неглубоко залегающих грунтовых вод (см. гл. XI).

Мерзлая зона земной коры* отличается преимущественным распространением подземных вод в твердой фазе. Она охватывает обширные северные районы Евразии и Америки, Антарктиду, а также высокогорные территории горно-складчатых сооружений. В СССР она распространена в основном на Северо-Востоке тер-

* Некоторые исследователи эту зону называют криолитозоной.

ритории и в горных районах. Мощность мерзлой зоны изменяется от 0 до 1000 м и более.

В данной зоне господствуют отрицательные температуры, значения которых колеблются от 0 до —15° С. Отрицательные температуры являются реликтом суровых климатических условий прошлых эпох. Кроме подземных вод в твердой фазе в мерзлой зоне встречаются жидкие воды, часто высокоминерализованные, с отрицательными температурами, и даже незначительное количество водяного пара.

Более подробная характеристика подземных вод этой зоны приведена в гл. XIV.

З о н а н а с ы щ е н и я (жидких вод) распространена повсеместно и охватывает почти всю площадь континентальной литосферы (80%). Ее особенность заключается в том, что в ней пустоты и поры пород полностью заполнены (насыщены) свободной и связанной водой. Исключение составляют только площади месторождений нефти и газа. Сверху она граничит с зоной аэрации или мерзлой зоной. Нижняя граница зоны (глубина залегания критической температуры воды 374—450° С) зависит от тектонического строения земной коры. В областях современной вулканической деятельности она прослеживается на глубине около 8—10 км, а в областях докембрийской складчатости достигает 30—35 км и более [4].

В пределах зоны насыщения, начиная с глубины 1,5 км, физически связанные воды переходят в подвижное состояние. В нижних частях этой зоны, где температура превышает 200—300° С, в связанном состоянии остается лишь вода в кристаллической решетке минералов [3].

§ 2. ПОНЯТИЕ О ВОДОНОСНЫХ И ВОДОУПОРНЫХ ПОРОДАХ

Зона насыщения сложена различными по литологическим особенностям и геологическому возрасту породами. С точки зрения аккумуляции подземных вод, просачивания их через толщи пород, а также отдачи породами воды при их эксплуатации колодцами и скважинами выделяются водоносные (заключающие гравитационную воду) и водоупорные (водонепроницаемые) породы.

В о д о н о с н ы м и называют такие породы, которые содержат свободную воду и способны пропускать ее через свою толщу и сравнительно легко отдавать под действием силы тяжести. К таким породам относятся: галечники, гравелиты, слабо сцементированные конгломераты и песчаники, пески, алевролиты, известняки, трещиноватые магматические и метаморфические породы.

К в о д о у п о р н ы м (в о д о н е п р о н и ц а е м ы м) относят такие породы, которые весьма слабо пропускают (фильтруют) или совсем не способны пропускать и отдавать ее в природных условиях; такими породами являются глины, тяжелые суглинки, плотный хорошо разложившийся торф, глинистые сланцы, аргиллиты, каменная соль, гипс, мергели, а также все плотные и нетрещиноватые магматические и часть метаморфических пород.

§ 3. ОСНОВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СТРАТИФИКАЦИИ

Чередование по вертикали в геологическом разрезе пород, различных по литологическим особенностям, дает возможность провести его (разрез) расчленение на водоносные и водоупорные толщи (пласты).

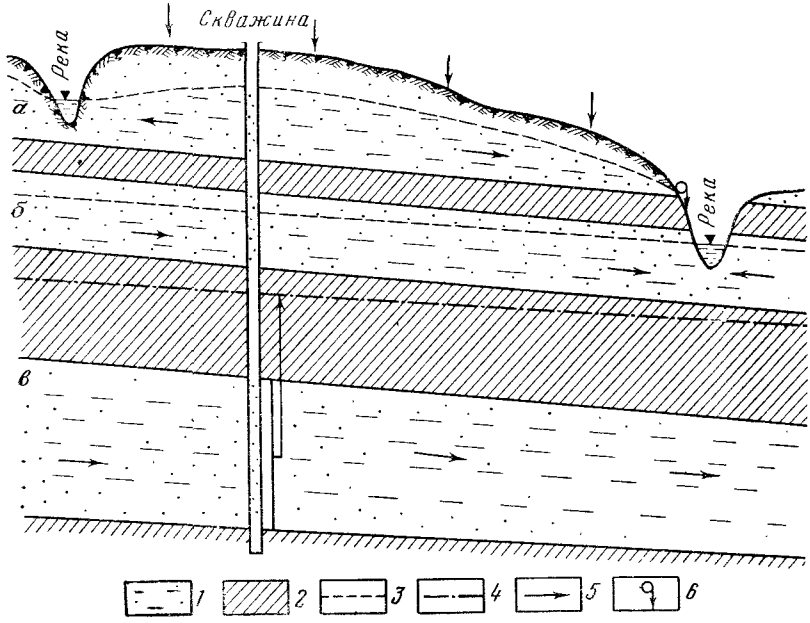


Рис. 36. Схемы залегания водоносных горизонтов:

1 — водоносные песчаные горизонты, выделяемые по условиям залегания и их режиму (*а* — грунтовые воды, *б* — межпластовые ненапорные, *в* — артезианские); *2* — водоупорные породы; *3* — уровень грунтовых и межпластовых ненапорных вод; *4* — пьезометрический уровень артезианского водоносного горизонта (стрелкой обозначен напор от середины горизонта); *5* — направление движения подземных вод; *6* — разгрузка грунтовых вод через нисходящий источник

При расчленении разрезов рыхлых и слабо сцементированных осадочных и метаморфических пород, представляющих собой пластово-поровые или порово-трещинные коллекторы подземных вод, следует пользоваться наиболее распространенными гидрогеологическими подразделениями (от более мелких к крупным): водоносный горизонт, водоносный комплекс, гидрогеологический этаж [1, 2].

Под водоносным горизонтом принято понимать относительно выдержанную по площади и в разрезе насыщенную свободной гравитационной водой одно- или разновозрастную толщу горных пород, представляющую собой в гидродинамическом отношении единое целое.

По условиям залегания и их режиму выделяются водоносные горизоны грунтовых, межпластовых ненапорных и артезианских (или напорных) вод (рис. 36).

Водоносный горизонт может быть представлен как одним, так и несколькими слоями водонасыщенных пород, отличающихся или сходных по геологическому возрасту, литологическим особенностям и фильтрационным свойствам; при сложении только одним пластом он будет простым однослойным, а при многослойном — сложным слоистым, двухслойным или многослойным (рис. 37).

При выделении водоносных горизонтов необходимо учитывать, что их мощность не может превышать мощность пород отдельных стратиграфических ярусов, реже отделов.

Как следует из определения, водоносный горизонт не обязательно должен быть связан с какой-либо определенной возрастной

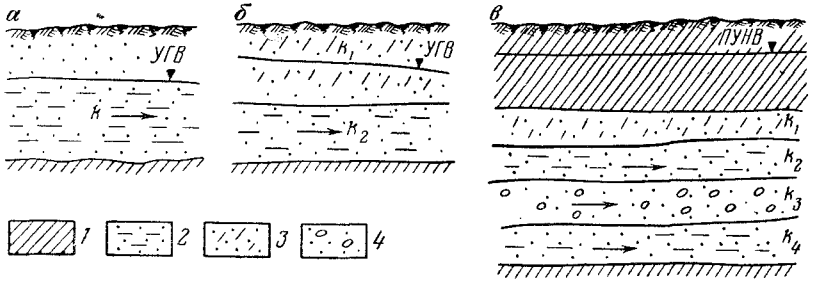


Рис. 37. Схемы строения водоносных горизонтов:

а — однослойный, *б* — двухслойный, *в* — многослойный (слоистый); *1* — водоупорные породы; *2* — песок водоносный; *3* — супесь; *4* — песчано-гравийные отложения; *УГВ* — уровень грунтовых вод; *ПУНВ* — пьезометрический уровень напорных вод; k, k_1, k_2, k_3, k_4 — различные коэффициенты фильтрации пород

единицей стратиграфической шкалы. Однако каждый водоносный горизонт в гидродинамическом отношении представляет единое целое и имеет свободную или пьезометрическую поверхность. Это не исключает на отдельных участках возможности гидравлической связи между смежными водоносными горизонтами.

Водоносный комплекс представляет собой выдержанную в вертикальном разрезе и имеющую региональное распространение водонасыщенную толщу одно- или разновозрастных и разнородных по составу пород, ограниченную сверху и снизу регионально выдержанными водоупорными (или относительно водоупорными) пластами, почти исключающими или затрудняющими гидравлическую связь со смежными водоносными комплексами и обеспечивающими, таким образом, присущие данному комплексу определенные особенности гидродинамического и гидрогеохимического режима вод (рис. 38).

Каждый водоносный комплекс характеризуется определенным положением областей питания, создания напора и разгрузки. Это предопределяет свойственные данному комплексу условия накопления, распространения и формирования подземных вод. Водоносный комплекс включает несколько в различной степени выдержанных водоносных горизонтов. В отличие от водоносных горизонтов в водонос-

ном комплексе напоры подземных вод могут изменяться в вертикальном разрезе, что предопределяется степенью гидравлической связи отдельных составляющих его горизонтов.

Мощности водоносных комплексов определяются стратиграфическими ярусами, свитами, сериями, отделами, частями систем и реже системами.

Под гидрогеологическим этажом понимается совокупность водоносных комплексов, ограниченных только снизу или сверху и снизу мощными регионально выдержанными в пределах водонапорной системы толщами водоупорных пород.

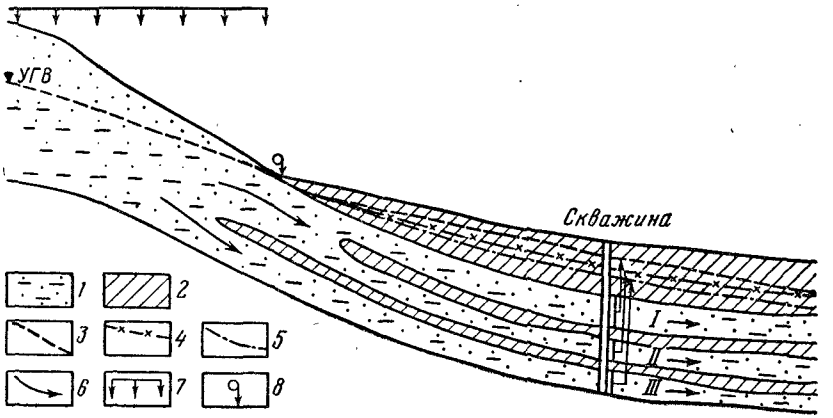


Рис. 38. Схема строения водоносного комплекса:

1 — водопроницаемые породы (пески); *2* — водоупорные породы; *3* — *5* — пьезометрические уровни соответственно *I*, *II* и *III* водоносных горизонтов; *6* — направление движения подземных вод; *7* — область питания водоносного комплекса (поглощение осадков); *8* — нисходящий источник

В значительной степени гидрогеологические этажи определяются структурными этажами или совокупностью структурных ярусов, которые, в свою очередь, зависят от истории геологического развития водонапорной системы или ее отдельных частей. Гидрогеологические этажи отличаются один от другого степенью водообмена, различными особенностями процесса формирования подземных вод, а также неодинаковыми чертами палеогидрогеологического развития.

Мощность гидрогеологического этажа определяется преимущественно такими стратиграфическими подразделениями, как система, совокупность систем или даже группа.

В геологическом разрезе, сложенном прочносцементированными осадочными, метаморфическими, а также и магматическими породами, представляющими собой трещинные и карстовые коллекторы подземных вод, часто не удается выделить водоносные горизонты, комплексы и этажи. Такие породы отличаются неравномерной трещиноватостью, пестротой литологических особенностей и минерального состава как по площади, так и в разрезе. Наиболее водообильными являются участки повышенной трещиноватости. В таких толщах пород иногда представляется целесообразным выделять водоносные зоны.

Отличительной особенностью водоносных зон является их локальное распространение и отсутствие гидравлической связи между отдельными водоносными зонами даже в пределах одной и той же тектонической структуры.

В связи с этим в дислоцированных метаморфических и прочносцементированных осадочных породах некоторые исследователи отождествляют стратиграфические понятия горизонтов с гидрогеологическими, не учитывая при этом гидродинамические свойства водоносных горизонтов. Важно подчеркнуть, что горизонт (или пласт), регионально выдержанный в геологическом отношении, не всегда будет представлять водоносный горизонт в гидрогеологическом понимании, даже если в отдельных изолированных одна от другой зонах он будет водоносным, поскольку при этом нет гидравлической связи между отдельными водоносными зонами.

Охарактеризованные выше формы распространения подземных вод (водоносный горизонт, водоносный комплекс, гидрогеологический этаж) имеют различные размеры как в разрезе, так и в плане. Один от другого они отделяются водоупорными толщами различной мощности, выдержанности по площади и степени проницаемости пород.

Наименее выдержанными в региональном плане являются водоносные горизонты. В одном и том же водоносном комплексе на разных участках может выделяться неодинаковое количество водоносных горизонтов. На практике это нередко вызывает затруднение при сопоставлении водоносных горизонтов в комплексе.

Водоносные комплексы и тем более гидрогеологические этажи являются более выдержанными в пределах той или иной водонапорной системы. Водоупорные толщи, разделяющие их, отличаются значительно большей мощностью и более широким распространением по площади.

Следует отметить, что количественные критерии выделения водоупорных и относительно водоупорных толщ в разрезе пока не установлены, хотя признаки, по которым можно судить об изолирующих свойствах пород, известны. Основными из них являются литологические особенности, минеральный состав пород и их водно-физические свойства.

В качестве непосредственных показателей изолирующих свойств водоупорных толщ следует руководствоваться данными о гранулометрическом составе, пористости, проницаемости, поглотительной способности глинистых пород, составе поглощенных катионов, а также учитывать общую гидродинамическую обстановку области исследований.

Естественно, что плотные нетрещиноватые магматические и метаморфические породы, а также прочносцементированные осадочные толщи, каменная соль, гипсы, ангидриты, аргиллиты, глинистые сланцы, глины и многолетнемерзлые толщи пород большинством исследователей признаются водоупорными.

§ 4. КЛАССИФИКАЦИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Существует довольно много классификаций подземных вод. Это объясняется сложностью и большим разнообразием природных условий нахождения подземных вод, а также различными требованиями, предъявляемыми при эксплуатации тех или иных типов вод. Подземные воды классифицируются по их происхождению, условиям залегания, гидродинамическим показателям, температуре, качественному составу, литологическим особенностям вмещающих пород, геологическому возрасту водоносных пластов и другим признакам.

В табл. 14 приведена классификация подземных вод, предложенная в 1939 г. Ф. П. Саваренским. Эта сравнительно сложная классификация представляет интерес и в наше время. Ф. П. Саваренским выделено пять типов подземных вод и даны для них краткие сведения по условиям распространения, напору, характеру движения, происхождению, геологическому строению, климатической зональности, температуре, геохимическим зонам и химическому составу.

В 1948 г. А. М. Овчинниковым была разработана классификация подземных вод по условиям их залегания (табл. 15). По этому признаку выделены три основных типа вод: верховодка, грунтовые и артезианские. В зависимости от состава водосодержащих пород наме-

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

чены подтипы вод, движущихся в пористых и трещиноватых горных породах. В качестве особых подтипов рекомендуется различать воды районов вечной мерзлоты и молодого вулканизма.

Классификация подземных вод, построенная по условиям залегания, характеру напора, особенностям режима, происхождению и использованию вод в народном хозяйстве, разработанная А. М. Овчинниковым и П. П. Климентовым, приведена в табл. 16. В этой классификации выделяются три основных типа подземных вод: воды зоны аэрации, грунтовые и артезианские. Воды зоны аэрации обычно временные, образующиеся в периоды наилучшего питания (большей частью весной) и залегающие вблизи дневной поверхности (верховодка), для которых водоупорным ложем служат линзообразные пласты слабо проводящих воду пород (суглинки, супеси и т. п.) или отдельные линзы водонепроницаемых пород (например, глин). Грунтовые воды залегают на сравнительно небольшой глубине от поверхности, на первом водоупорном слое, обычно безнапорные; артезианские воды — напорные, распространены на значительной площади между водонепроницаемыми породами кровли и подошвы (подробнее эти типы подземных вод рассмотрены в гл. XI и XII). Если воды залегают в водоносных пластах, подстилаемых и перекрываемых водонепроницаемыми породами, но не насыщают водоносные пласты

Таблица 14

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

Таблица 15

Основные типы вод	Подтипы вод		Особые подтипы вод	
	в пористых горных породах (поровые воды)	в трещиноватых горных породах (трещинные воды)	районов «вечной» мерзлоты	районов молодого вулканизма
Верховодка	Почвенные Болотные Верховодка на линзах водоупорных пород Такыров и бугристых песков (в пустынях) Песчаных массивов и дюн (на побережье морей)	Коры выветривания трещиноватых горных пород Верхнего (дренированного) этажа закарстованных массивов Кровли лавовых потоков и туфобрекчий	Деятельного слоя	Дериватные воды термальных источников Временно функционирующих фумарол в периоды увлажнения
Грунтовые	Аллювиальных Делювиальных, пролювиальных и озерных отложений Древнеаллювиальных отложений Флювиогляциальных отложений (над-, меж- и подморенных песчано-галечниковых накоплений) Коренных отложений	Трещинные грунтовые воды кровли коренных изверженных пород и основания лавовых потоков Пластово-трещинные и трещинно-пластовые осадочных отложений Карстовые массивов карбонатных пород (а также гипсоносных и соленосных)	Надмерзлотные Межмерзлотные	Повышенной температуры обогащенные газами Небольших фумарол и гейзеров
Артезианские	Артезианских бассейнов (в песчаных пластах) Артезианских склонов (в моноклинально залегающих и выклинивающихся песчано-галечниковых свитах предгорных районов)	Артезианских бассейнов (в пластах, массивах и штоках трещиноватых горных пород) Артезианских склонов (в карбонатных и туфогенных толщах и массивах интрузивных пород)	Подмерзлотные	Газирующие термоминеральные (иногда горячие), восходящие по тектоническим разрывам и контактам различных свит Артезианских систем, осложненных внедрением изверженных масс, обогащенные специфическими (иногда редкими) элементами

Таблица 16

Основные типы подземных вод	Характер напора вод	Главные виды подземных вод	Соотношение областей питания и распространения	Особенности режима вод	Происхождение	Использование в народном хозяйстве
Зоны аэрации	Ненапорные	Болотные, почвенные, верховодка Солончаков и солонцов Деятельного слоя в районах многолетней мерзлоты	Области питания и распространения совпадают	Обычно временного характера	В основном инфильтрационное, местами возможно конденсационное	Наибольшее значение имеют для сельского хозяйства, но иногда применяются и для сезонного водоснабжения мелких предприятий
Грунтовые	Чаще ненапорные	Современных и древнеаллювиальных отложений речных долин Ледниковых отложений Степей, пустынь и полупустынь Делювиальных, пролювиальных и других покровных отложений Горных областей Песчаных морских побережий		Уровень колеблется в зависимости от инфильтрации влаги с поверхности, от подземного испарения и местами от передачи напора		Используются для водоснабжения, реже для орошения
Артезианские	Напорные	Межпластовые напорные (в том числе нефтяные, подмерзлотные, минеральные, промышленные, термальные)	Области питания и распространения не совпадают	Уровень колеблется в результате передачи напора	Инфильтрационное, морское и ювенильное	Пресные воды используются для водоснабжения, сильноминерализованные — для добычи соли и некоторых элементов, минеральные — для лечебных целей

полностью, эти воды иногда называют межпластовыми безнапорными.

В классификациях других авторов подземные воды также подразделяются по характеру водосодержащих пород и условиям залегания, температуре, химическому составу и степени минерализации, геолого-стратиграфической приуроченности водоносных горизонтов и т. п.

По условиям залегания различают воды: 1) поверхностных поровых отложений; 2) пластовые, движущиеся в пластах осадочных пород *; 3) тектонических трещин и трещин выветривания (трещинного типа); 4) карстового типа, движущиеся по трещинам и пустотам закарстованных пород.

По температуре (в °С) подземные воды разделяются на: 1) весьма холодные — ниже 4; 2) холодные — 4—20; 3) теплые — 20—37; 4) горячие — 37—42; 5) очень горячие — 42—100 и 6) исключительно горячие (термы) — выше 100.

Иногда отдельным водоносным горизонтам присваивают геолого-стратиграфические наименования. Так, например, водоносные горизонты известняков среднего карбона в Московском бассейне называют московским водоносным горизонтом, водоносный горизонт в песках сеноманского яруса верхнего мела — сеноманским водоносным горизонтом и т. д.

Из изложенного следует, что основные особенности подземных вод — условия питания, гидравлические свойства, закономерности движения, температура, газовый и химический состав — обусловлены нахождением вод в соответствующих географических и вертикальных зонах, т. е. закономерности их существования зависят от характера рельефа, климатических особенностей, геологического строения, тектоники, литологических и геоморфологических условий.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Альтовский М. Е. Методические указания по составлению гидрогеологических карт масштабов 1 : 1 000 000—1 : 500 000 и 1 : 200 000—1 : 100 000. М., Госгеолтехиздат, 1960. 52 с.

2. Богданов Г. Я., Кононов В. М. Некоторые вопросы гидрогеологической стратификации. «Изв. вузов. Геология и разведка», 1975, № 2, с. 99—104 с ил.

3. Кононов В. И., Ильин В. А. О состоянии и поведении воды в земных недрах в связи с процессами метаморфизма. — В сб. «Значение структурных особенностей воды и водных растворов для геологических интерпретаций». М., 1971, вып. 2, с. 35—65 (ВИМС) с ил.

4. Лялько В. И. Тепло- и массоперенос в подземных водах юго-запада Русской платформы и сопредельных районов. — Автореф. дис. на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук. Киев, 1971, с. 70.

5. Тепловой режим недр СССР. — «Труды ГИН АН СССР», вып. 218. М., 1970, с. 224 с ил.

6. Овчинников А. М. Гидрогеохимия. М., «Недра», 1970. 200 с. с ил.

* Пластовые подземные воды могут передвигаться как по порам, так и по трещинам горных пород.

Глава VI

ОСНОВНЫЕ ЗАКОНЫ ДВИЖЕНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД В ЗОНЕ НАСЫЩЕНИЯ

§ 1. ОСНОВНЫЕ ПОНЯТИЯ О ФИЛЬТРАЦИИ

В водонасыщенных горных породах имеют место все рассмотренные ранее виды воды, начиная от химически связанной, участвующей в строении минерального вещества горных пород, и кончая свободной гравитационной, заполняющей все поры и трещины горных пород (см. гл. III). Пленочная и капиллярная воды обволакивают частицы горной породы, заполняют капиллярные поры и образуют мениски на стыках минеральных частиц. Через остальное пористое пространство и трещины получает возможность передвижения свободная гравитационная вода, подчиняющаяся влиянию силы тяжести и текущая под действием разности гидростатических напоров. Такое движение гравитационной воды в пористой среде, являющееся основной формой движения подземных вод, называется ф и л ь т р а ц и е й и служит основным объектом изучения в курсе «Динамика подземных вод» [3—5, 7].

В любых горных породах в условиях их полного или неполного насыщения имеется не участвующая в движении вода, связанная с минеральными частицами горных пород молекулярными, капиллярными и другими силами и препятствующая движению гравитационной воды. Для крупнозернистых песков наличие адсорбционных пленок и капиллярной стыковой воды не оказывает заметного влияния на процесс фильтрации воды. В мелкозернистых песках и глинистых породах, размеры пор которых могут оказаться соизмеримыми с толщиной адсорбционных пленок, условия движения гравитационной воды будут значительно затруднены, и при полном заполнении пористого пространства породы адсорбированными пленками фильтрация подземных вод окажется невозможной.

Таким образом, одним из важнейших факторов, определяющих условия движения подземных вод в пористой среде, служит пористость, или вернее динамическая пористость, определяемая площадью пор, через которые имеет возможность передвигаться свободная гравитационная вода под действием разности гидростатических напоров. Приближенно динамическая пористость для песков может быть определена как разность между общей пористостью и максимальной молекулярной влагоемкостью в объемном выражении (см. гл. III, § 1).

Движение воды в реальной пористой среде происходит через систему открытых и сообщающихся между собой пористых каналов и трещин, которые имеют самые различные размеры, форму и расположение одна относительно другой. Вследствие исключительно сложного характера изменчивости путей и скорости движения воды

в пористой среде невозможно точное изучение процессов фильтрации через отдельные поровые каналы и трещины. Поэтому движение воды в пористой среде рассматривается обобщенно, и его характеристики получают не для отдельных точек порового пространства или каналов, а для всего поперечного сечения фильтрующей среды в целом. При этом важнейшей характеристикой движения воды в пористой среде является **скорость фильтрации**.

Скорость фильтрации может быть охарактеризована количеством воды (объемным расходом), которое протекает в единицу времени через единицу площади поперечного сечения пористой среды. Обозначив объемный расход воды, фильтрующейся в единицу времени, через Q, а площадь поперечного сечения пористой среды, через которую протекает вода, — F, получим следующее выражение для скорости фильтрации v:

$$v = \frac{Q}{F}. \qquad \text{(VI.1)}$$

Размерность скорости фильтрации может быть получена из выражения (VI.1) при подстановке единичных значений объемного расхода и площади:

$$v = \frac{1 \text{ см}^3/\text{с}}{1 \text{ см}^2} = 1 \text{ см/с}.$$

На практике пользуются и другими единицами измерения: метр в сутки, сантиметр в сутки.

Как видно из формулы (VI.1), скорость фильтрации получена из условия, что движение воды осуществляется через полное сечение пористой среды F, включая и площадь, занимаемую минеральным скелетом породы. Следовательно, с физической точки зрения скорость фильтрации представляет собой фиктивную среднюю скорость, с которой бы двигалась вода в аналогичных условиях при отсутствии скелета породы. Подобное отвлечение от действительной фильтрации позволяет тем не менее решать все гидрогеологические задачи, за исключением тех, в которых представляет интерес определение действительной скорости движения подземных вод (вопросы перемещения контуров, прогнозы развития загрязнения и распространения ореолов и др.) или оценка возможных изменений физико-химического состава подземных вод, интенсивности процессов переноса солей и т. д. При решении такого рода задач возникает необходимость комплексного рассмотрения всех видов движения вод и содержащегося в них вещества с учетом специфических процессов физико-химического взаимодействия воды и растворенных в ней веществ с горными породами, т. е. здесь речь идет о миграции подземных вод, включающей процессы тепло- и массопереноса в подземных водах [2, 7]. Более детально теория миграции подземных вод рассматривается в курсе «Динамики подземных вод». Здесь же освещены только закономерности фильтрации подземных вод в пористой среде.

В реальных условиях в каждом сечении пористой среды движение воды происходит только по пустотам между отдельными частицами пористой среды. Реальная площадь пор, через которую осуще-

ствляется фильтрация воды, характеризуется значением активной пористости. Активная пористость может быть неодинаковой для разных сечений пористой среды, но в среднем для того или иного объема горной породы она остается постоянной и принимается равной значению динамической пористости $n_д$. Для любого из сечений пористой среды динамическая пористость может быть определена следующим выражением:

$$n_д = \frac{F_1}{F}, \qquad \text{(VI.2)}$$

где F_1 — действительная площадь сечения пор, через которые происходит движение воды; F — общая площадь сечения пористой среды.

Таким образом, истинная средняя скорость движения воды $v_д$ может быть получена, если объемный расход фильтрующейся в единицу времени воды Q отнести к действительной площади пористой среды F, через которую происходит движение воды

$$v_д = \frac{Q}{F_1}. \qquad \text{(VI.3)}$$

Если учесть, что согласно формуле (VI.2) действительная площадь сечения пор, через которую происходит движение воды, равна $F_1 = n_д F$, то можно найти соотношение между действительной скоростью движения подземных вод $v_д$ и скоростью фильтрации v, используя для этого выражения (VI.1) и (VI.3)

$$v_д = \frac{Q}{F_1} = \frac{Q}{n_д F} = \frac{v}{n_д}. \qquad \text{(VI.4)}$$

Формула (VI.4) показывает, что средняя действительная скорость движения воды в пористой среде всегда значительно выше средней скорости фильтрации, поскольку величина динамической пористости $n_д$ всегда меньше единицы. Так, например, при значении активной пористости $n_д = 0{,}1$ действительная скорость движения подземных вод будет в 10 раз выше скорости фильтрации. По отдельным пористым каналам и трещинам большого сечения действительная скорость движения подземных вод значительно выше ее средней величины, что следует учитывать при решении практических задач.

Движение подземных вод в горных породах по своему характеру может быть ламинарным или турбулентным. Под л а м и н а р н ы м, или параллельно-струйчатым, движением понимается такое движение, когда струйки воды передвигаются без завихрения, параллельно одна другой с небольшими скоростями течения без разрыва сплошности потока. Под т у р б у л е н т н ы м понимается движение воды, для которого характерны большие скорости, вихреобразность, пульсация и перемешивание отдельных струй. Чаще в природных условиях движение воды в пористой и трещиноватой среде является по своему характеру ламинарным. И только в крупных пустотах и трещинах, а также на локальных участках интенсивного воздействия инженерных сооружений (например, при интенсивных откачках из скважин) движение подземных вод может перейти в турбулентное,

что, например, отмечено в районах интенсивной закарстованности карбонатных пород.

Закономерности, которым подчиняется тот или иной вид движения подземных вод в зоне насыщения, были установлены в результате экспериментальных исследований [3—5, 6].

§ 2. ОСНОВНОЙ ЗАКОН ФИЛЬТРАЦИИ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Ламинарное движение подземных вод в горных породах подчиняется линейному закону фильтрации, установленному экспериментально в 1856 г. французским ученым А. Дарси. Этот закон был установлен им на основе многочисленных опытов фильтрации воды через песчаные фильтры. Схема опыта Дарси представлена на рис. 39. Как видно из этого рисунка, на входе и выходе заполненной песком трубки (песчаный фильтр) при проведении опыта поддерживались постоянные уровни воды H_1 и H_2. Сущность опыта сводилась к определению зависимости расхода фильтрующейся через песчаный фильтр жидкости от разности уровней ($\Delta H = H_1 - H_2$) и размеров фильтра (его длины ΔL и площади поперечного сечения F).

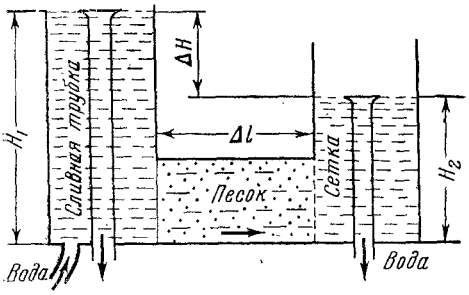


Рис. 39. Схема опыта А. Дарси

На основании опытов было установлено, что количество воды Q, фильтрующейся через фильтр в единицу времени, прямо пропорционально площади сечения F, разности уровней ΔH, под действием которой происходит фильтрация, и обратно пропорционально длине пути фильтрации ΔL:

$$Q = k\frac{H_1 - H_2}{\Delta L}F = k\frac{\Delta H}{\Delta L}F, \qquad \text{(VI.5)}$$

где k — постоянный коэффициент пропорциональности, зависящий от физических свойств породы и фильтрующейся жидкости и названный коэффициентом фильтрации. Отношение $(H_1 - H_2)/\Delta L = \Delta H/\Delta L$, показывающее изменение уровня по пути фильтрации, называется напорным, или гидравлическим, градиентом и обозначается через I. Гидравлический градиент (уклон) — величина безразмерная.

Разделив обе части уравнения (VI.5) на площадь сечения F и используя понятие скорости фильтрации $Q/F = v$, получим иное выражение закона Дарси:

$$v = k\frac{\Delta H}{\Delta L} = kI. \qquad \text{(VI.6)}$$

Формула (VI.6) показывает линейную зависимость — скорости фильтрации от напорного градиен-

та I и поэтому закон Дарси называют линейным законом фильтрации. При линейном законе фильтрации скорость фильтрации пропорциональна первой степени напорного градиента или уклона потока.

В дифференциальной форме линейный закон фильтрации описывается следующим уравнением:

$$v = -k\frac{dH}{dL}, \qquad \text{(VI.7)}$$

где знак минус показывает, что по пути фильтрации значение напора H уменьшается, и, следовательно, величина dH/dL отрицательна.

Как известно из курса «Гидравлика» (см., например [6]), энергетический потенциал потока определяется уравнением Д. Бернулли, в соответствии с которым суммарная энергия водного потока характеризуется величиной гидродинамического напора H:

$$H_d = H + h_v = \frac{P}{\gamma} + Z + \frac{v^2}{2g} = \text{const}, \qquad \text{(VI.8)}$$

где $P/\gamma = h_P$ — пьезометрическая высота, обусловленная гидростатическим давлением жидкости P; Z — высота положения рассматриваемой точки потока относительно плоскости сравнения; $h_v = v^2/2g$ — высота скоростного напора (v — скорость движения жидкости, g — ускорение силы тяжести).

Сумма первых двух членов уравнения Бернулли $[(P/\gamma + Z]$ представляет собой пьезометрический (гидростатический) напор H, характеризующий энергетический потенциал покоящейся жидкости.

В реальных условиях при фильтрации подземных вод скорость их движения невелика и поэтому величиной скоростного напора $h_v = v^2/2g$ ввиду ее малости можно пренебречь. Тогда в соответствии с приведенной выше формулой (VI.8) энергия потока будет определяться пьезометрическим напором H, под которым понимается сумма двух первых членов уравнения Бернулли:

$$H = \frac{P}{\gamma} + Z = h_P + Z. \qquad \text{(VI.9)}$$

Таким образом, пьезометрический напор в любой точке потока подземных вод всегда определяется положением пьезометрического уровня относительно выбранной плоскости сравнения напоров.

Так, в рассмотренной выше схеме опыта Дарси пьезометрический напор в любой точке начального сечения песчаной трубки определяется положением уровня воды в левом сосуде H_1, а в любой точке конечного сечения трубки (на выходе) — положением уровня воды в правом сосуде H_2. При этом за плоскость сравнения принимается плоскость, проходящая через горизонтальное основание прибора. Действующей силой, определяющей в данном случае фильтрацию воды через песчаный фильтр (трубку), является разность пьезометрических напоров $\Delta H = H_1 - H_2$, представляющая собой потерю напора по пути фильтрации.

Потеря напора при фильтрации в пористой среде обусловлена силами сопротивления, возникающими при обтекании водой частиц горной породы за счет трения. Обычно потери напора выражают через напорный градиент. Поскольку напорный градиент возникает в результате действия сил сопротивления на фильтрационный поток, можно принять величину этих сил пропорциональной напорному градиенту.

Из формулы (VI.6) следует, что

$$I = \frac{v}{k} = av, \text{ где } a = \frac{1}{k}. \qquad \text{(VI.10)}$$

Уравнение (VI.10) показывает, что при ламинарном движении существует линейная зависимость сил сопротивления (выраженных через напорный градиент) от скорости фильтрации.

§ 3. ПРЕДЕЛЫ ПРИМЕНИМОСТИ ЗАКОНА А. ДАРСИ

Широко известно, что в природных условиях чаще отмечается ламинарное движение подземных вод, подчиняющееся линейному закону Дарси. Многочисленные опыты, наблюдения и исследования показывают, что закон Дарси справедлив не только при фильтрации воды в однородных песчаных и гравийно-галечниковых отложениях, но и в трещиноватых горных породах, где отклонения от линейного закона фильтрации наблюдаются только на отдельных участках. Таким образом, линейный закон фильтрации является основным законом движения природных подземных вод [3, 4, 7].

Вместе с тем в практике исследований известны примеры, фиксирующие отклонения от закона Дарси. Нарушение прямой пропорциональности между скоростью фильтрации и напорным градиентом отмечено прежде всего при больших скоростях движения подземных вод (верхний предел применимости).

Верхний предел применимости Дарси. Этот предел применимости линейного закона фильтрации связан с так называемой критической скоростью фильтрации, при достижении которой не соблюдается прямой пропорциональности между скоростью фильтрации и напорным градиентом. Количественный признак определения верхнего предела применимости линейного закона фильтрации был предложен Н. Н. Павловским (1922 г.), а затем В. Н. Щелкачевым.

По В. Н. Щелкачеву, критическое число Рейнольдса $\mathrm{Re}_{кр}$, устанавливающее границу между ламинарным и турбулентным движениями подземных вод, определяется по формуле

$$\mathrm{Re}_{кр} = \frac{10}{n^{2,3}} \cdot \frac{v\sqrt{k_п}}{\nu}, \qquad \text{(VI.11)}$$

а отвечающая этому числу критическая скорость фильтрации $v_{кр}$ — соответственно из выражения

$$v_{кр} = \frac{n^{2,3}\,\mathrm{Re}_{кр}\,\nu}{10\sqrt{k_п}}. \qquad \text{(VI.12)}$$

В формулах (VI.11) и (VI.12): n — пористость; ν — кинематический коэффициент вязкости ($\nu = \mu'/\rho$, где μ' — динамический коэффициент вязкости 0,1п·с, ρ — плотность воды, г/см³); $k_п$ — коэффициент проницаемости горных пород (определение его дается в следующем параграфе).

Рассчитанные по формуле (VI.12) критические значения числа Рейнольдса оказались в пределах 4—12. Такой большой диапазон изменения критического значения числа Рейнольдса объясняется тем, что отклонение от линейного закона фильтрации происходит постепенно и в разных условиях неодинаково в зависимости от структуры порового пространства и от свойств фильтрующейся жидкости.

Отклонения от линейного закона фильтрации объясняются тем, что с увеличением скорости движения воды в пористой среде возрастает роль сил инерции. При движении воды по поровым каналам с большой скоростью величины и направления скоростей жидких частиц значительно изменяются вследствие извилистости каналов и непостоянства их поперечных размеров. Большое изменение скоростей фильтрации обусловлено существованием значительных сил инерции, что приводит к нарушению закона Дарси.

Нарушение линейного закона фильтрации может происходить, например, при интенсивных откачках подземных вод. На большей площади депрессионной воронки, созданной откачками, вследствие малых уклонов должен сохраняться ламинарный режим движения: в зоне же, которая непосредственно примыкает к водозаборному сооружению, могут иметь место отклонения от ламинарного движения, обусловленные резким возрастанием скоростей в суженной прифильтровой части депрессионной воронки.

В условиях наличия отклонений от линейного закона фильтрации (переходный режим) наиболее достоверной формой основного закона фильтрации является двучленная зависимость вида

$$I = av + bv^2, \tag{VI.13}$$

где a и b — некоторые постоянные, зависящие от свойств пористой среды и фильтрующейся жидкости и определяемые экспериментально.

При малых значениях скорости фильтрации величиной bv^2 можно пренебречь, тогда формула (VI.13) представит собой запись закона А. Дарси: $I = av$, в которой $a = I/k$. При значительных скоростях фильтрации, наоборот, величина члена bv^2 становится намного больше первого члена формулы av, без учета которого формула (VI.13) принимает вид $I = bv^2$, откуда получается следующее выражение для скорости фильтрации v:

$$v = \sqrt{\frac{I}{b}} = k_к \sqrt{I}. \tag{VI.14}$$

Зависимость типа (VI.14) была в свое время предложена А. А. Краснопольским (1912 г.) для турбулентного режима движения жидкости и характеризует так называемый нелинейный закон фильтрации.

Из формул (VI.13) и (VI.14) видно, что при турбулентном движении скорости фильтрации потока пропорциональны напорному градиенту в степени $^1/_2$, а силы сопротивления (выраженные через напорный градиент I) пропорциональны квадрату скорости фильтрации.

Многочисленные теоретические и экспериментальные исследования, выполненные Н. К. Гиринским, В. Н. Щелкачевым, Г. М. Ломизе, В. М. Шестаковым и другими исследователями, свидетельствуют о том, что в подавляющем большинстве случаев расчеты и оценка условий движения подземных вод даже в трещиноватых и закарстованных породах могут проводиться на основе линейного закона фильтрации.

Сопоставление определенных для различных условий фильтрации критических градиентов, при которых происходит переход от ламинарного движения к турбулентному, с напорными градиентами естественных потоков подземных вод дает основание считать установленным, что в преобладающем большинстве природных условий движение подземных вод отвечает линейному закону фильтрации [7]. Необходимо отметить, что отклонения от закона Дарси еще не указывают на переход ламинарного движения подземных вод в турбулентное. Они могут возникнуть и при ламинарном режиме на тех участках, где число Рейнольдса превышает свое критическое значение [3, 4, 7].

Нижний предел применимости закона Дарси. В последние годы отмечается, что нарушение линейного закона фильтрации наблюдается и в области очень малых значений скоростей и градиентов. Однако точного значения нижнего предела применимости закона Дарси не имеется. Исследованиями американского гидрогеолога О. Мейнцера установлена применимость закона Дарси в зернистых породах при значениях напорного градиента 0,00003—0,00004 и высказано предположение о справедливости линейного закона фильтрации при еще более малых значениях напорного градиента. Экспериментальные исследования В. Н. Щелкачева и И. Е. Фоменко доказывают, что фильтрация пресных и соленых вод происходит без нарушения закона Дарси в песчаных коллекторах с проницаемостью до 5 мД и выше при очень малых значениях градиента ($n \cdot 10^{-4}$) и скорости фильтрации ($n \cdot 10^{-3}$ см/год).

Значительный интерес представляют также исследования фильтрации подземных вод через глинистые породы.

Фильтрация воды в глинистых породах. В дисперсных глинистых породах, обладающих крайне малым размером пор, связанная вода практически полностью перекрывает сечение поровых канальцев. Для возникновения фильтрации в таких породах необходимо создать градиент напора, превышающий некоторый начальный напорный градиент. Существование этого начального напорного градиента вызвано наличием связанной воды, которая отличается по своим физическим свойствам от обычной вязкой жидкости и, являясь вязко-пластичной жидкостью, обладает определенной сдвиговой прочностью. При возникновении напорного гра-

диента, превышающего начальный градиент, определяемый сдвиговой прочностью, в глинистых породах происходит фильтрация, подчиняющаяся линейному закону Дарси, который записывается в следующем виде:

$$v = k(I - I_{пр}) = k\left(I - \frac{4}{3} I_0\right). \qquad (VI.15)$$

На рис. 40 показана зависимость скорости фильтрации воды в песчаных породах (прямая *I*) и в глинах (кривая *II*) от напорного градиента. При фильтрации воды в песчаных породах существует линейная зависимость между скоростью фильтрации v и напорным градиентом I; при фильтрации воды в глинах — криволинейная зависимость на первом участке (*1—2*) и прямолинейная на втором (*2—3*). Точка *1* кривой *II* соответствует начальному напорному градиенту I_0, при котором вода находится в предельном состоянии; при превышении же начального градиента отмечается фильтрация воды, но зависимость скорости фильтрации от напорного градиента имеет криволинейный характер (участок *1—2* кривой *II*). Точка *2* соответствует значению предельного напорного градиента $I_{пр}$, при превышении которого становится справедливым закон Дарси.

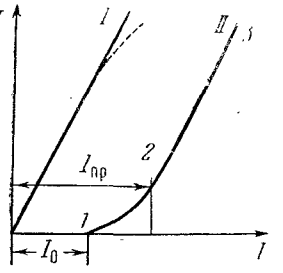


Рис. 40. Зависимость между скоростью фильтрации и напорным градиентом

Экспериментальными исследованиями С. А. Роза установлено, что для плотных глин значение начального напорного градиента, при превышении которого начинается фильтрация, может достигать 20—30, в остальных случаях оно может составлять несколько единиц.

В соответствии с изложенным в природных условиях следует учитывать возможность фильтрации подземных вод через относительно водоупорные глинистые отложения.

§ 4. ПОНЯТИЕ О КОЭФФИЦИЕНТАХ ФИЛЬТРАЦИИ, ВОДОПРОВОДИМОСТИ И ПРОНИЦАЕМОСТИ

Коэффициент фильтрации. Коэффициент пропорциональности k, входящий в уравнение Дарси (VI.5), называется коэффициентом фильтрации. Коэффициент фильтрации характеризует водопроницаемость горных пород, величина которой зависит от размеров межпоровых промежутков в зернистых породах и ширины трещин в скальных горных породах. Из уравнения Дарси (VI.6) следует, что коэффициент фильтрации численно равен скорости фильтрации при напорном градиенте, равном единице, т. е. $v = k$. Коэффициент фильтрации имеет размерность скорости и выражается в метрах в сутки, метрах в час, метрах в секунду, сантиметрах в секунду.

Для ориентировочных характеристик коэффициентов фильтрации основных литологических разностей горных пород могут быть использованы следующие данные табл. 17.

Таблица 17

Порода	Коэффициент фильтрации k, м/сут	Порода	Коэффициент фильтрации k, м/сут
Глины	0,001—0,01	Песок среднезернистый	5—15
Суглинки	0,01—0,1	Песок крупнозернистый	15—50
Супеси	0,1—0,5	Песок с галькой	50—100
Песок глинистый	0,5—1,0	Галечники	100—200
Песок мелкозернистый	1—5		

При гидрогеологических исследованиях конкретные значения коэффициентов фильтрации получают в результате проведения опытно-фильтрационных и лабораторных работ [1, 3, 4, 7].

Из формулы (VI.5) коэффициент фильтрации может быть выражен как расход, если при этом принять $F = 1$ и $I = 1$, т. е. $Q = k$.

Следовательно, коэффициент фильтрации возможно охарактеризовать как количество воды, проходящее в единицу времени через поперечное сечение пористой среды, равное единице, при напорном градиенте, также равном единице.

Коэффициент фильтрации зависит не только от свойств пористой среды, но также и от физического состояния фильтрующейся жидкости.

Коэффициент фильтрации широко используется при решении самых разнообразных гидрогеологических задач, когда объектом изучения является движение однородных по своим свойствам подземных вод. При изучении условий движения разнородных жидкостей (вода — нефть) или подземных вод глубоких водоносных горизонтов, характеризующихся газонасыщенностью, повышенной температурой, высокой минерализацией и изменением этих свойств, использование коэффициента фильтрации может привести при расчетах к значительным неточностям. Например, коэффициент фильтрации одной и той же горной породы принимает разные значения в зависимости от того, что фильтруется: пресная вода или рассолы, нефть или газ. В таких случаях для характеристики фильтрационных свойств горных пород используется коэффициент проницаемости.

Коэффициент водопроводимости. На практике для характеристики фильтрационных свойств водонасыщенных пород наряду с коэффициентом фильтрации k используется коэффициент водопроводимости T, равный произведению коэффициента фильтрации на мощность водоносного горизонта $T = km$ или $T = kh$, где m и h — средняя мощность напорного или безнапорного водоносного горизонта. Размерность коэффициента водопроводимости м²/сут. Коэффициент водопроводимости выражает способность водоносного горизонта (комплекса) мощностью m или h и шириной 1 м фильтровать воду в единицу времени при напорном градиенте, равном единице.

Из изложенного следует, что коэффициенты фильтрации и водопроводимости определяют количественную характеристику водопроницаемости горных пород. Водопроницаемость горных пород, как уже отмечалось, зависит от многих факторов: пористости пород, их структуры, текстуры, степени засоленности, процессов взаимодействия между водой и горными породами, вязкости и объемной массы воды. Минеральный состав рыхлых пород также оказывает влияние на их водопроницаемость, так как глинистые минералы способствуют набухаемости пород и тем самым снижению их водопроницаемости.

Коэффициент проницаемости. Под проницаемостью понимается свойство пористой среды пропускать через себя жидкость или газ при наличии перепада напоров. Коэффициент проницаемости теоретически не зависит от свойств фильтрующейся жидкости и определяется главным образом размером и характером каналов пористой среды; коэффициент проницаемости характеризует только фильтрационные способности пористой среды, в то время как коэффициент фильтрации зависит еще и от физических свойств фильтрующейся жидкости. Поэтому использование коэффициента проницаемости позволяет в определенной степени отделить фильтрационные свойства жидкости от фильтрационных свойств пористой среды. Наиболее широко коэффициент проницаемости используется в нефтяной гидрогеологии.

Коэффициент проницаемости $k_п$ связан с коэффициентом фильтрации k следующим соотношением:

$$\frac{k}{\gamma} = \frac{k_п}{\mu'}, \qquad \text{(VI.16)}$$

откуда

$$k = k_п \frac{\gamma}{\mu'} \text{ или } k_п = k \frac{\mu'}{\gamma}, \qquad \text{(VI.17)}$$

где $\gamma = pg$ — объемная плотность воды в г/см³; μ' — динамический коэффициент вязкости в Па·с.

Размерность и понятие о коэффициенте проницаемости легко получить из известной формулы закона Дарси (VI.6):

$$v = \frac{Q}{F} = k \frac{\Delta H}{\Delta L}.$$

Учитывая, что $H = P/\gamma$ (при $Z = 0$), формула (VI.6) может быть переписана в следующем виде:

$$v = \frac{Q}{F} = \frac{k}{\gamma} \cdot \frac{\Delta P}{\Delta L}, \qquad \text{(VI.18)}$$

что с учетом соотношения (VI.16) дает формулу закона Дарси, широко используемую в нефтяной гидрогеологии:

$$v = \frac{Q}{F} = \frac{k_п}{\mu'} \cdot \frac{\Delta P}{\Delta L}. \qquad \text{(VI.19)}$$

Величина $\Delta P/\Delta L$ представляет собой градиент давления по пути фильтрации. Решая уравнение (VI.19) относительно $k_п$, получим выражение для коэффициента проницаемости

$$k_п = \frac{Q\mu'\Delta L}{F\Delta P}, \qquad \text{(VI.20)}$$

из которого следуют его размерность и физический смысл.

В системе CGS размерность величин, входящих в формулу (VI.20), следующая: Q — см³/с; μ' — 0,1 Па·с; ΔL — см; F — см²; ΔP = = 0,1 Па. Подставляя эти обозначения в формулу (VI.20), найдем:

$$[k_п] = \frac{\text{см}^3 \cdot 0{,}1\ \text{Па} \cdot \text{с} \cdot \text{см}}{\text{с} \cdot \text{см}^2 \cdot 0{,}1\ \text{Па}} = \text{см}^2. \qquad \text{(VI.21)}$$

Следовательно, коэффициент проницаемости выражается в квадратных сантиметрах, т. е. имеет размерность площади.

Для горных пород единица проницаемости, выраженная в квадратных сантиметрах, слишком велика; поэтому для расчетов принята величина, приблизительно в 10^8 раз меньшая, названная д а р с и.

За единицу проницаемости пористой среды принимается проницаемость такого ее образца, который имеет длину 1 см, площадь поперечного сечения 1 см² и через который при падении давления на одну техническую атмосферу протекает 1 см³/с жидкости вязкостью 0,001 Па·с. Эта единица проницаемости называется дарси. Тысячная доля дарси называется миллидарси (мД).

Таким образом, коэффициент проницаемости равен 1 дарси, если Q = 1 см³/с; μ' = 0,001 Па·с; ΔL = 1 см; F = 1 см²; ΔP = 1 ат = = 981·10² Па. Подставив значения μ' и ΔP в формулу (VI.21), получим:

$$[k_п] = \frac{\text{см}^3 \cdot 0{,}001\ \text{Па} \cdot \text{с} \cdot \text{см}}{\text{с} \cdot \text{см}^2 \cdot 981 \cdot 10^2\ \text{Па}} = 1{,}02 \cdot 10^{-8}\ \text{см}^2. \qquad \text{(VI.22)}$$

Число $1{,}02 \cdot 10^{-8}$ см² принимается за 1 дарси (Д).

В соответствии с физической природой коэффициента проницаемости результаты определения последнего не должны зависеть от того, какая однородная жидкость или газ (вода, нефть, бензин, воздух и др.) пропускались через образец горной породы. На практике, однако, проницаемость горной породы оказывается несколько разной в зависимости от фильтрующейся жидкости, что объясняется взаимодействием последней с горной породой. В настоящее время следует считать установленным, что проницаемость одних и тех же горных пород при отсутствии их взаимодействия с фильтрующейся жидкостью одинакова для различных жидкостей. Вместе с тем отмечается повышенная проницаемость при движении через пористую среду газов по сравнению с фильтрацией жидкости.

Пласты, коэффициент проницаемости которых измеряется единицами или десятыми долями дарси, считают хорошо проницаемыми; если же коэффициент проницаемости измеряется сотыми долями дарси (т. е. несколькими сантидарси), то проницаемость пласта считается слабой; наконец, породы с проницаемостью только в несколько тысяч-

ных долей дарси (т. е. в несколько миллидарси) считаются плохо проницаемыми. Часто в пределах одного и того же пласта проницаемость резко изменяется как по простиранию, так и по мощности. Обычно вдоль напластования проницаемость пластов больше, чем перпендикулярно поверхности напластования [1, 5, 7].

Переход от коэффициента проницаемости $k_п$ к коэффициенту фильтрации k воды осуществляется на основе выражения (VI.17). Для пресных подземных вод при температуре 5—20° С проницаемость в 1 Д примерно соответствует коэффициенту фильтрации 0,85 м/сут.

В табл. 18 приведены некоторые данные о значениях вязкости и плотности жидкости в зависимости от количества растворенных в ней солей [5], которые могут быть использованы при соответствующих пересчетах по формуле (VI.17).

Таблица 18

Параметры	Величина минерализации, г/л				
	пресная вода	40—50	60—70	100—110	180—200
Вязкость Па × × с·10^{-3}	1,0	1,3	1,3—1,4	1,45—1,50	1,8—1,9
Плотность, г/см^3	1,0	1,03	1,05	1,08	1,15

Коэффициент проницаемости определяется, как и коэффициент фильтрации, по данным опытно-фильтрационных работ, геофизическими методами (ориентировочно), а также в лабораторных условиях. Наиболее приемлемые результаты в лабораторных условиях получаются при использовании прибора УИПК-1М (универсальный испытатель проницаемости кернов, модернизированный), обеспечивающего проведение опытов в условиях, приближенных к пластовым (можно задавать температуру и давление соответственно от 20 до 80° С и от 1 до $6 \cdot 10^7$ Па). Детально методика лабораторных определений рассмотрена в работе [1], а опытно-фильтрационных исследований — в специальной литературе [3—5, 7].

§ 5. ПОНЯТИЕ ОБ УСТАНОВИВШЕЙСЯ И НЕУСТАНОВИВШЕЙСЯ ФИЛЬТРАЦИИ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Фильтрация подземных вод в пористой или трещиноватой среде горных пород может иметь установившийся или неустановившийся характер. Строго говоря, движение подземных вод в горных породах всегда является в той или иной мере неустановившимся, т. е. переменным во времени. Неустановившееся движение проявляется в изменениях уровня подземных вод, что обусловливает изменения напорных градиентов, скоростей фильтрации и расхода подземного потока. Изменения эти могут быть вызваны влиянием естественных или искусственных факторов, определяющих условия

питания, движения и разгрузки подземных вод. К числу таких факторов можно отнести неравномерное выпадение и инфильтрацию атмосферных осадков, колебания горизонтов поверхностных водоемов, паводки на реках, сооружение и функционирование водохранилищ и каналов, процессы орошения и осушения земельных территорий, откачки подземных вод из скважин и горных выработок, захоронение сточных вод и др.

В районах, где условия питания и разгрузки подземных вод изменяются во времени незначительно, движение подземных вод можно рассматривать как установившееся, т. е. практически не изменяющееся во времени. При установившейся фильтрации уровни и скорость движения подземных вод в одних и тех же точках не изменяются во времени, являясь лишь функцией координат пространства.

Установившееся и неустановившееся движение подземных вод наблюдается как в безнапорных, так и в напорных водоносных горизонтах. Особенно резко выраженный неустановившийся характер носит движение подземных вод в первый период работы водозаборных сооружений. При этом следствием неустановившегося движения в безнапорных водоносных горизонтах является осушение части водоносного горизонта (в пределах создаваемой депрессии), происходящее при понижении уровня в процессе откачки воды. Осушение пласта в зоне влияния откачки происходит постепенно, вызывая изменение уровня, скорости движения и расхода подземного потока.

При изучении условий движения подземных вод неглубоких безнапорных водоносных горизонтов упругие свойства воды и горных пород обычно не учитываются, а соответствующий этому режим фильтрации называется жестким.

В напорных водоносных горизонтах неустановившееся движение определяется упругими свойствами воды и горных пород. При вскрытии напорных вод скважинами и снижении напоров при откачках происходит разуплотнение воды с одновременным упругим расширением пород, под влиянием чего вода как бы выдавливается из пласта в скважины (водозаборные сооружения). Так возникает своеобразный упругий режим подземных вод, соответствующий неустановившемуся характеру их фильтрации.

Помимо упругих свойств воды и горных пород на неустановившееся движение в напорных водоносных горизонтах могут оказывать влияние и иные факторы, в том числе приток воды из других горизонтов или осушение водоносного пласта в области его выхода на поверхность. При наличии постоянно действующих поверхностных источников питания, с которыми гидравлически связаны напорные водоносные горизонты, и интенсивного поступления в них воды из соседних слоев движение подземных вод стабилизируется и со временем приобретает характер установившегося [3—5, 7].

Гидродинамические расчеты по прогнозу и оценке условий неустановившейся фильтрации подземных вод выполняются с учетом фак-

тора времени. При этом искомые значения параметров потока подземных вод определяются как функции координат пространства времени.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Калинко М. К. Методика исследования коллекторских свойств кернов. М., Гостоптехиздат, 1963. 224 с. с ил.
2. Карцев А. А. Гидрогеология нефтяных и газовых месторождений. Изд. 2-е. М., «Недра», 1972. 280 с. с ил.
3. Климентов П. П., Кононов В. М. Динамика подземных вод. М., «Высшая школа», 1973. 440 с. с ил.
4. Силин-Бекчурин А. И. Динамика подземных вод. Изд. 2-е. М., Изд-во МГУ, 1965. 380 с. с ил.
5. Справочное руководство гидрогеолога. Изд. 2-е, т. 1, 2. Л., «Недра», 1967. 952 с. с ил.
6. Чугаев Р. Р. Гидравлика. Изд. 2-е. Л., Госэнергоиздат, 1975. 598 с. с ил.
7. Шестаков В. М. Динамика подземных вод. М., изд-во МГУ, 1973. 328 с. с ил.

Глава VII

ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА И ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОДЗЕМНЫХ ВОД. РАСТВОРЕННЫЕ ГАЗЫ И ОРГАНИЧЕСКИЕ ВЕЩЕСТВА

§ 1. СТРОЕНИЕ МОЛЕКУЛЫ И СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ЖИДКОЙ ВОДЫ

Вода по своей массе состоит из 11,11% водорода и 88,89% кислорода. Она является простейшим химическим соединением, состоящим из одного атома кислорода и двух атомов водорода ($H_2^1O^{16}$) в соответствии с атомными массами, равными единице и шестнадцати. Однако в настоящее время известно три изотопа водорода (протий — H^1, дейтерий — H^2 и тритий — H^3) и шесть изотопов кислорода (O^{14}, O^{15}, O^{16}, O^{17}, O^{18} и O^{19}). Причем изотоп водорода H^3 является радиоактивным, изотопы кислорода O^{14}, O^{15} и O^{19} — короткоживущими. Изучение изотопов кислорода (O^{16}, O^{17}, O^{18}) и водорода (H^1, H^2, H^3) показало, что в природных условиях могут существовать 18 разновидностей молекул воды, которые являются основой для образования вод с различными физическими свойствами (в зависимости от комбинаций исходных молекул).

Основным процессом, который способствует дифференциации природных вод по содержанию в ней изотопов водорода, является испарение.

В природных водах преобладают молекулы H_2^1, O^{16}; остальные их разновидности входят в них в ничтожно малых количествах. Это связано с тем, что другие изотопы водорода и кислорода обнаружены в очень небольших количествах. Например, содержание изотопа H^2 составляет 200 на 1 млн. атомов водорода, а изотопа кислорода O^{18} — 1 тыс. на 1 млн. атомов кислорода [17].

Как известно, даже обычной воде (H_2O) свойственны некоторые интересные аномалии физических свойств: 1) плавление воды (таяние льда) сопровождается не расширением ее, как у большинства веществ, а сжатием; 2) плотность воды при повышении температуры от 0 до 4° С возрастает, при 4° С она достигает своего максимума, а затем уменьшается; 3) вода по сравнению с соединениями, аналогичными ей, по положению в периодической системе элементов (гидриды VI подгруппы) имеет аномальные температуры плавления и кипения (рис. 41); в действительности для воды характерны более высокие температуры замерзания и кипения; 4) вода обладает высокой удельной теплоемкостью, а также очень высокой (по сравнению с другими жидкостями) скрытой теплотой плавления и испарения; 5) аномальной является также способность воды растворять соли, что определяется ее исключительно высокой диэлектрической проницаемостью, которая при температуре 20° С равна 80 (сила взаимодей-

ствия между зарядами составляет 1/80 по сравнению с таковой в воздухе); 6) вязкость воды с повышением давления в интервале температур от 0 до 20—30° С убывает (а не возрастает, как у других веществ), и лишь при более высокой температуре она с повышением давления начинает увеличиваться.

Кроме перечисленных особенностей вода обладает аномалиями также в отношении преломления лучей, распространения звука, поверхностного натяжения (благодаря наличию водородной связи молекулы воды притягиваются одна к другой сильнее, чем в других жидкостях, поэтому на ее поверхности создается большее поверхностное натяжение).

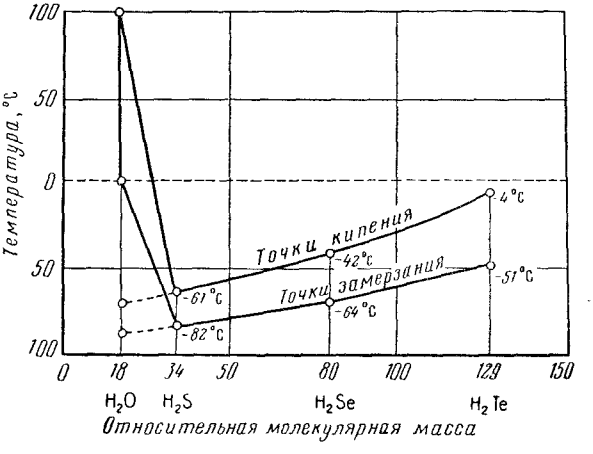


Рис. 41. Аномалия точек кипения и замерзания воды в сравнении с другими соединениями водорода, обладающими аналогичной молекулярной структурой

Особое внимание к себе привлекла тяжелая вода ($H_2^2O^{16}$, или D_2), которая была выделена из обычной путем электролиза. Молекулярная масса ее равна 20, плотность — 1,106, максимальная плотность наблюдается при температуре +11,6° С, температура ее кипения 101,42° С, а температура плавления льда +3,82° С. По вязкости, поверхностному натяжению и некоторым другим свойствам тяжелая вода так же резко отличается от обычной воды. Она обладает особыми биологическими свойствами. Например, в ней не прорастают семена, она является смертельной для водных организмов. Однако присутствие небольшого количества тяжелой воды в обыкновенной не оказывает вредного действия. В природных водах одна часть тяжелой воды приходится в среднем на 5 тыс. частей обыкновенной.

Необычность перечисленных свойств воды зависит от особенностей ее структуры по сравнению с другими веществами. Структура же обусловлена в основном существованием в ней особого типа молекулярной водородной связи.

Современные спектроскопические и рентгенографические исследования строения молекулы воды и ее структуры с учетом существования в ней водородных связей позволили предложить различные модели структуры воды (Дж. Бернал, Р. Фаулер, О. Я. Самойлов, М. Аджено и др.).

Многие исследователи (Дж. Бернал, Р. Фаулер, О. Я. Самойлов и др.) считают, что в жидкой воде существуют льдоподобные тетраэдрические образования молекул воды и находящиеся в равновесии с ними мономеры. По этим схемам модель молекулы воды представляется в следующем виде. Атом кислорода находится в центре тетраэдра. Центры масс двух атомов водорода расположены в углах тетраэдра, центры зарядов двух пар электронов занимают другие два угла тетраэдра. Атомы водорода расположены по отношению к атому кислорода в молекуле водяного пара под углом 105° 3′ на расстоянии $0{,}9568 \cdot 10^{-10}$ м (рис. 42). Расстояние H—H равно $1{,}54 \cdot 10^{-10}$ м. Во льду угол HOH практически равен тетраэдрическому углу и составляет 109° 30′, а расстояние O—H равно $0{,}9 \cdot 10^{-10}$ м [4].

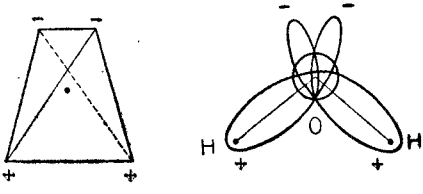


Рис. 42. Модель молекулы воды

Два ядра водорода и одно кислорода окружены десятью электронами. Два из них движутся вблизи и вокруг ядра атома кислорода. Остальные восемь движутся попарно по четырем вытянутым эллиптическим орбитам (см. рис. 42). Оси двух из них направлены вдоль связей O—H, а двух других лежат приблизительно в плоскости, идущей через ядро O и перпендикулярной плоскости HOH. С протонами водорода, находящимися внутри двух орбит, связаны два полюса положительных электрических зарядов в периферической части молекулы воды. Электроны, расположенные на двух других орбитах, образуют так называемые неподеленные (или уединенные) пары. С ними связаны два полюса отрицательных зарядов молекулы воды.

Существование в молекулах воды неподеленных электронных пар имеет существенное значение в образовании водородных связей. По этой причине в каждой молекуле воды могут возникнуть две водородные связи, а еще две связи обеспечивают два водородных атома. Таким образом, каждая молекула воды может образовать четыре водородные связи. Благодаря такому строению молекулы воды результирующее распределение зарядов в ней напоминает тетраэдр, два угла которого заряжены положительно, а два отрицательно. Результирующий центр положительных зарядов находится посередине между протонами. Он отделен некоторым расстоянием от результирующего центра отрицательных зарядов, который расположен вблизи атома кислорода с противоположной от протона стороны. С учетом существования в воде водородной связи структура ее имеет тетраэдрический характер, при котором каждая молекула воды окружена по тетраэдру четырьмя другими молекулами [3].

Дж. Бернал и Р. Фаулер установили для жидкой воды три типа расположения ее молекул. Первый тип, названный ими водой I (тип льда — тридимита), представляет тетраэдрически координированную льдоподобную решетку, похожую на искаженную решетку минерала тридимита (модификация кварца). Этот тип структуры воды

преобладает при температуре ниже +4° С. В интервале температур от 4 до 200° С преобладает структура воды II (тип кварца), в которой тетраэдрический каркас молекул воды напоминает решетку кварца. Вода III типа со свойственной для простых жидкостей плотной упаковкой молекул, которые не образуют между собой водородных связей, существует при температурах выше 200° С. С изменением температуры эти типы воды непрерывно переходят один в другой.

Благодаря наличию в воде водородных связей в расположении ее молекул отмечается высокая степень упорядоченности, что сближает ее с твердым телом. В то же время вследствие таких связей в ее структуре возникают многочисленные пустоты, определяющие очень большую рыхлость последней [4].

Основываясь на ажурности строения жидкой воды, О. Я. Самойлов предложил рассматривать ближнюю упорядоченность в воде (взаимоотношение ее молекул в непосредственной близости одна от другой) как слабо нарушенный тепловым движением льдоподобный каркас, пустоты которого частично заполнены молекулами воды. О. Я. Самойлов разработал также теорию трансляционного движения частиц в воде. В соответствии с его моделью в воде самодиффузия происходит главным образом по пустотам ее структуры. Модель О. Я. Самойлова с успехом используется в последнее время для интерпретации результатов физических исследований жидкой воды [14].

В последнее время предлагаются другие модели структуры воды [1]. При этом все большее значение придается оценке роли мономерных молекул в жидкой воде, а также существованию нететраэдрических водородных связей в структуре воды. Основываясь на представлениях квантовой механики, М. Аджено полагает, что водородные связи между молекулами воды нельзя рассматривать как связи между отдельными атомами двух обособленных молекул. Связь между молекулами воды и других жидкостей, обладающих водородными связями, осуществляется с помощью водородных мостиков, которые образуют кольцевые структуры [4]. Кольцевые образования могут создавать агрегаты молекул различной конфигурации с помощью коллективной связи (в кольце водородных мостиков нельзя разрушить один из них, не затронув при этом состояние других).

Предложенные различные модели структуры воды позволяют объяснить аномальные ее свойства. Объяснение аномалий воды с позиций ее структурного строения, в частности, дано в монографии О. Я. Самойлова [14].

Использование достижений в области изучения структуры воды и водных растворов открывает большие возможности решения разнообразных геологических проблем и особенно выяснения геологической роли воды в земной коре и в гидрогеохимических процессах.

§ 2. ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ПОДЗЕМНЫХ ВОД

К физическим свойствам подземных вод относятся температура, прозрачность, цвет, запах, вкус и привкус, плотность, сжимаемость, вязкость, электропроводность и радиоактивность (ГОСТ 18963-73).

Некоторые из этих показателей воды (температура, прозрачность, цвет, запах, вкус) обладают органолептическими свойствами, т. е. они остро воспринимаются органами чувств человека *.

Температура подземных вод изменяется в широких пределах и зависит от геологического строения и истории геологического развития структур, физико-географических условий и режима их питания. В области распространения многолетнемерзлых пород соленые воды на отдельных участках имеют отрицательную температуру порядка —5° С и даже ниже. Температура неглубоких подземных вод в средних широтах в зависимости от местных климатических и гидрогеологических условий изменяется от 5 до 15° С. В областях молодой и современной вулканической деятельности, а также на участках выхода воды на поверхность из глубоких частей земной коры известны источники с температурой воды свыше 100° С (гейзеры Камчатки, Исландии, Японии, Америки и др.).

Во внутренней геотермической зоне глубокими буровыми скважинами (3—4 км) вскрываются перегретые подземные воды с температурой около 150° С и выше (см. гл. IV, § 3).

Температура подземных вод изменяется во времени. Наиболее сильно она колеблется при неглубоком их залегании от поверхности; ниже пояса постоянных годовых температур температура подземных вод повышается с глубиной по закону геотермической ступени.

Питьевая вода является наиболее вкусной и освежающей, если ее температура составляет 7—11° С. Для лечебных целей (принятия ванн) наиболее ценной является вода с температурой 35—37° С, т. е. близкой к температуре человеческого тела. Такая вода при употреблении не требует ни охлаждения, ни нагревания, поэтому широко используется на курортах [11].

Температура оказывает значительное влияние на течение физико-химических процессов в земной коре и на химический состав подземных вод. Обычно с повышением температуры увеличивается скорость диффузии и степень растворения солей. Так, например, повышение температуры на 10° С увеличивает скорость диффузии почти на 20%, а изменение температуры только на 1° С вызывает изменение скорости химических реакций на 10—20% (правило Ван-Гоффа).

Растворимость газов в подземных водах также в значительной степени зависит от температуры. Обычно с повышением температуры растворимость газов в воде уменьшается.

При гидрогеологических исследованиях температура воды источников измеряется как можно ближе к месту непосредственного выхода ее на поверхность, в фонтанирующих скважинах или при откачках воды глубинными насосами — на ее изливе в мерный сосуд. В колодцах температуру воды необходимо замерять как можно ближе ко дну. Для измерения температуры подземной воды применяются так называемые «заленивленные» термометры с ценой деления 0,2° С, у которых ртутный шарик обернут материалом, слабо проводящим те-

* Такие физические свойства воды, как теплопроводность, теплоемкость и температуропроводность, кратко описаны в гл. IV, § 2.

пло (рис. 43). Для измерения температуры подземных вод в глубоких скважинах применяют максимальные или электрические термометры [15].

Прозрачность подземных вод зависит от количества растворенных в них минеральных веществ, содержания механических примесей, органических веществ и коллоидов.

По степени прозрачности подземные воды подразделяются на четыре категории: 1) прозрачные, 2) слегка мутные, 3) мутные и 4) очень мутные. Чаще подземные воды оказываются прозрачными.

Для определения степени прозрачности воды в полевых условиях подземную воду наливают в цилиндр из бесцветного стекла с плоским дном высотой 30—40 см. Определяют степень прозрачности воды на глаз, просматривая цилиндр сверху (в полевых условиях цилиндр может быть заменен литровой бутылкой из бесцветного стекла). Рекомендуется также сравнивать испытуемую воду, налитую в цилиндр, с прозрачной дистиллированной водой, заполняющей такой же цилиндр.

Точнее прозрачность воды может быть определена в лабораторных условиях в цилиндре с отъемным плоским пришлифованным дном; цилиндр по высоте градуирован на сантиметры.

Определяется прозрачность воды следующим образом. Испытуемую воду перед определением тщательно взбалтывают и наливают в цилиндр. После этого ставят цилиндр над шрифтом для определения степени прозрачности воды так, чтобы шрифт находился на расстоянии 4 см от дна. Отливая или добавляя воду в цилиндр, находят предельную высоту столба воды, при которой чтение шрифта еще возможно. При таком определении прозрачность выражается в сантиметрах столба воды с точностью до 0,5 см.

По ГОСТ 2874—73 мутность воды по стандартной шкале не должна превышать 1,5 мг/л.

Цвет подземных вод зависит от их химического состава и наличия примесей. Большей частью подземные воды бесцветны. Жесткие воды имеют голубоватый оттенок, закисные соли железа и сероводород придают воде зеленовато-голубую окраску, органические гуминовые соединения окрашивают воду в желтоватый цвет, взвешенные минеральные частицы — в серовато-желтый.

Цвет воды, так же как и прозрачность, определяют в стеклянном цилиндре высотой 30—40 см, просматривая воду сверху. Полезно сравнить испытуемую воду с дистиллированной водой, налитой в такой же цилиндр.

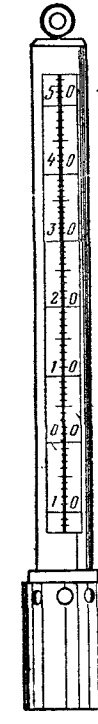


Рис. 43. Термометр для измерения температуры подземных вод

Согласно нормам ГОСТ 2874—73 цветность по платино-кобальтовой или имитирующей шкале допускается не более 20 градусов (метод испытаний — ГОСТ 3351—46).

З а п а х в подземных водах обычно отсутствует, но иногда он ощущается. Так, например, сероводород придает воде запах тухлых яиц; застойная вода в некоторых колодцах, закрепленных деревом, нередко обладает неприятным затхлым запахом; неглубокие подземные воды при их связи с болотными водами имеют специфический «болотный» запах. Установлено, что запах воды чаще связан с деятельностью бактерий, разлагающих органические вещества.

Питьевая вода не должна иметь запаха. Для определения этого свойства воду рекомендуется предварительно подогревать до 40—50° С. Подогретую воду надо налить в бутылку до половины, закрыть горлышко бутылки пробкой или пальцем, сильно встряхнуть 3—5 раз, а затем быстро произвести определение.

Интенсивность запаха воды можно оценивать по следующей шкале запахов по ГОСТ 3351—46 (табл. 19).

Таблица 19

Балл	Интенсивность запаха	Описательные определения
0	Никакого	Отсутствие ощутимого запаха
1	Очень слабый	Запах, не поддающийся обнаружению потребителем, но обнаруживаемый в лаборатории опытным исследователем
2	Слабый	Запах, не привлекающий внимания потребителя, но такой, который можно ощутить, если указать на него
3	Заметный	Запах, легко обнаруживающийся и могущий дать повод относиться к воде с неодобрением
4	Отчетливый	Запах, обращающий на себя внимание и делающий воду неприятной для питья
5	Очень сильный	Запах настолько сильный, что делает воду непригодной для питья

Согласно ГОСТ 2874—73 запах при 20° С и при нагревании воды до 60° С не более 2 баллов.

В к у с и п р и в к у с воде придают растворенные в ней минеральные соединения, газы и посторонние примеси.

При содержании в воде гидрокарбонатов кальция и магния, а также углекислоты вода имеет приятный вкус. Большое количество органических веществ придает воде сладковатый вкус; солоноватый вкус обусловлен растворением значительного количества хлористого натрия, а горький — наличием в воде сульфатов магния и натрия. Ионы железа придают воде своеобразный «ржавый» вкус.

По ГОСТ 2874—73 привкус при температуре воды 20° С не более 2 баллов.

Вкус определяется в воде, подогретой до 20—30° С. При этом надо иметь в виду, что вкусовые ощущения субъективны, нередко они обусловлены привычкой человека к тем или иным водам.

Плотность воды количественно определяется отношением ее массы к объему при определенной температуре. За единицу плотности воды принята плотность дистиллированной воды при температуре 4° С.

Плотность воды зависит от ее температуры, от количества растворенных в ней солей и газов и взвешенных частиц. Плотность подземных вод изменяется от 1 до 1,4 г/см³.

Обычно плотность воды измеряется с помощью ареометра или пикнометра. Иногда плотность воды определяют по величине солености в градусах Боме. Однако определение плотности воды в градусах Боме можно проводить только при абсолютном преобладании в них хлоридов натрия.

Один градус Боме эквивалентен плотности воды, в 1000 см³ которой растворено 10 г хлористого натрия. Для определения плотности воды по ее солености, выраженной в градусах Боме, пользуются данными табл. 20.

Таблица 20

Соленость, градусы Боме	Плотность воды	Соленость, градусы Боме	Плотность воды	Соленость, градусы Боме	Плотность воды
1	1,0069	11	1,0825	21	1,1703
2	0,0140	12	1,0907	22	1,1793
3	1,0212	13	1,0990	23	1,1896
4	1,0283	14	1,1074	24	1,1995
5	1,0358	15	1,1160	25	1,2095
6	1,0433	16	1,1247	26	1,2197
7	1,0509	17	1,1335	27	1,2301
8	1,0586	18	1,1425	28	1,2407
9	1,0664	19	1,1516	29	1,2515
10	1,0744	20	1,1609	30	1,2624

Сжимаемость показывает изменение объема воды под действием давления. Степень сжимаемости воды в основном зависит от количества растворенного в ней газа, температуры и химического состава. Число, показывающее, на какую долю первоначального объема жидкости уменьшается объем при увеличении давления на 10^5 Па, называется коэффициентом сжимаемости или коэффициентом объемной упругости β

$$\beta = \frac{\Delta V}{v \Delta P}, \qquad \text{(VII.1)}$$

где ΔV — изменение объема, соответствующее изменению давления на ΔP.

Коэффициент сжимаемости для подземных вод изменяется в пределах: $\beta = (2{,}7 \div 5) \cdot 10^{-5}$ Па (В. Н. Щелкачев).

В глубоких частях земной коры вода подвергается действию не только давления, но и температуры и растворенного в ней газа. При-

чем давление способствует уменьшению объема воды, а температура и растворенный газ — увеличению. Для оценки суммарного действия этих факторов используют объемный коэффициент пластовой жидкости b, который характеризуется отношением объема жидкости $V_{пл}$ в пластовых условиях к объему той же массы жидкости $V_н$ при давлении 10^5 Па и температуре 20° С:

$$b = \frac{V_{пл}}{V_н}. \qquad \text{(VII.2)}$$

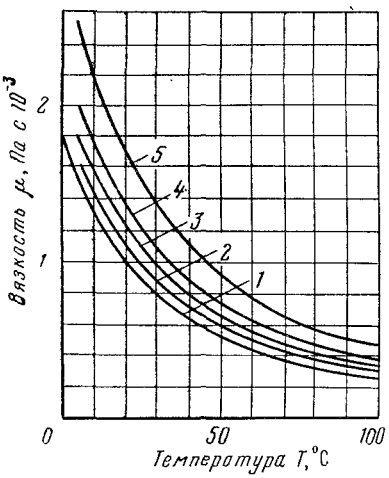


Рис. 44. График зависимости вязкости воды от температуры при различных минерализациях, г/л (по С. С. Бондаренко и др.):

1 — при минерализации 0; *2* — то же, при 100; *3* — то же, при 140; *4* — то же, при 180; *5* — то же, при 220

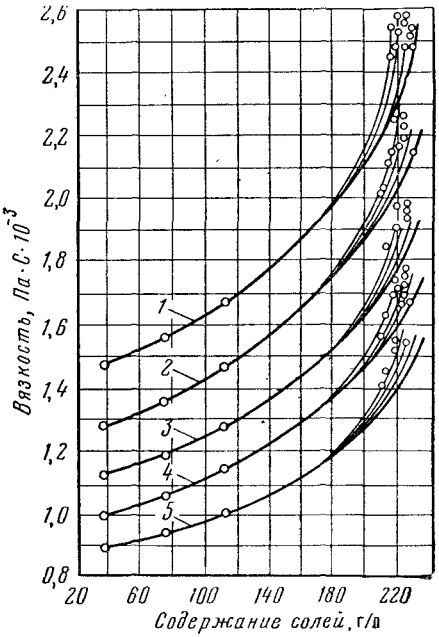


Рис. 45. Изменение вязкости рассолов в зависимости от содержания в них солей (по А. И. Силину-Бекчурину):

1 — при T = 5° С; *2* — при T = 10° С; *3* — при T = 15° С; *4* — при T = 20° С *5* — при T = 25° С

Для подземных вод объемный коэффициент пластовой жидкости редко превышает 1,2.

При изучении глубоких подземных вод, а также режима нефтяных и газовых месторождений при расчетах учитывают сжимаемость подземных вод.

В я з к о с т ь характеризует внутреннее сопротивление частиц жидкости ее движению. Различают динамическую и кинематическую вязкости.

Динамическая вязкость в Международной системе единиц (СИ) выражается единицей паскаль-секунда (Па·с). Паскаль-секунда — динамическая вязкость среды, при ламинарном течении которой в слоях, находящихся на расстоянии 1 м в направлении, перпендикулярном течению, под действием давления сдвига 1 Па возникает

разность скоростей течения 1 м/с. На практике вязкость чаще измеряют в тысячных долях паскаль-секунда. Вязкость дистиллированной воды при атмосферном давлении и комнатной температуре равна 0,001 Па·с.

Вязкость подземных вод в основном зависит от температуры и количества растворенных в них солей (минерализации). Причем с увеличением температуры вязкость уменьшается, а с увеличением минерализации подземных вод вязкость повышается (рис. 44, 45). Влияние давления на вязкость воды и растворенных в ней газов является незначительным. Установлено (А. И. Силин-Бекчурин), что в водах с минерализацией выше 180 г/л вязкость зависит от их состава. При этом, если в подземных рассолах преобладают соли $MgCl_2$ и $CaCl_2$, то вязкость повышается быстрее, чем в рассолах, содержащих преимущественно NaCl.

В гидравлике вязкость жидкостей обычно выражают кинематическим коэффициентом вязкости ν, который связан с динамическим коэффициентом зависимостью

$$\nu = \frac{\mu}{\rho}, \text{ м}^2/\text{с}, \qquad \text{(VII.3)}$$

где ρ — плотность жидкости, кг/м³; μ — динамическая вязкость, Па·с.

Единица кинематической вязкости, равная 10^{-4} м²/с, называется стоксом.

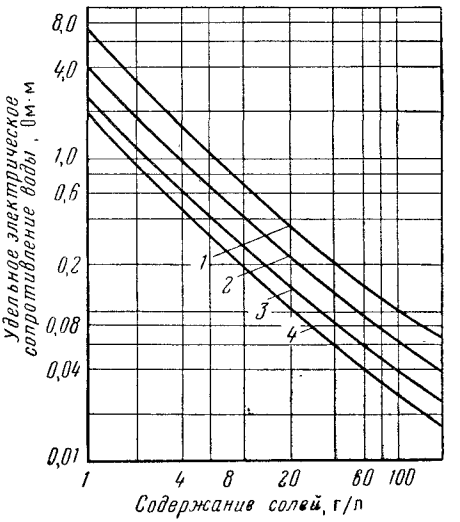


Рис. 46. Зависимость удельного электрического сопротивления пластовых вод от содержания солей:
1 — при $T = 10°$ С; *2* — при $T = 30°$ С; *3* — при $T = 66°$ С; *4* — при $T = 93°$ С

Электропроводность подземных вод обусловлена тем, что они являются растворами электролитов. Она находится в прямой зависимости от количества растворенных в воде солей. Дистиллированная вода не является проводником электрического тока. О величине электропроводности судят по удельному электрическому сопротивлению. Под последним понимают сопротивление такого цилиндрического прямолинейного проводника электрического тока, длина которого равна 1 м и сечение 1 м². За единицу удельного сопротивления принимают Ом·м.

На рис. 46 показана зависимость удельного электрического сопротивления раствора от концентрации хлористого натрия и температуры. Этим графиком можно пользоваться для определения удельного сопротивления большинства соленых вод и рассолов.

Подземные воды обычно характеризуются величинами удельных сопротивлений, которые изменяются от 0,02 до 1,00 Ом·м.

Радиоактивность подземных вод вызвана наличием в них урана, радия и радона (газообразной эманации радия). За очень редким исключением все подземные воды в той или иной степени радиоактивны.

За основную единицу измерения количества радона принято кюри, под которой понимается количество радона, находящееся в радиоактивном равновесии с 1 г радия. Так как эта единица очень велика, то чаще употребляют более мелкие: милликюри ($1 \cdot 10^{-3}$ кюри), микрокюри ($1 \cdot 10^{-6}$ кюри), миллимикрокюри или нано-кюри ($1 \cdot 10^{-9}$ кюри), Махе ($3{,}64 \cdot 10^{-10}$ кюри на 1 л), эман ($1 \cdot 10^{-10}$ кюри на 1 л).

По Международной системе физических единиц (СИ) за единицу измерения активности нуклида в радиоактивном источнике (активность изотопа) принимается секунда в минус первой степени.

Секунда в минус первой степени ($с^{-1}$) — активность нуклида в радиоактивном источнике, в котором за время 1 с происходит один акт распада (1 кюри = $3{,}700 \cdot 10^{10}$ $с^{-1}$).

По количеству эманации радия в воде, выраженному в эманах, Е. С. Буркер рекомендует пользоваться следующим подразделением:

очень сильно радиоактивные	свыше 10 000
сильно радиоактивные	1000—10 000
радиоактивные	100—1000
слабо радиоактивные	10—100
весьма слабо радиоактивные	Менее 10

§ 3. ВОДОРОДНЫЙ ПОКАЗАТЕЛЬ ВОДЫ И ПОНЯТИЕ ОБ ОКИСЛИТЕЛЬНО-ВОССТАНОВИТЕЛЬНОМ ПОТЕНЦИАЛЕ

Водородный показатель (pH). Водородный показатель характеризуется активностью или концентрацией ионов водорода в воде (ГОСТ 17403—72).

Вода в незначительной степени диссоциирует на ионы по уравнению

$$H_2O \rightleftarrows H^+ - OH^-.$$

Концентрация ионов водорода в водном растворе, независимо от их происхождения, определяется ионным произведением воды $K_в$

$$[H^+] \cdot [OH^-] = K_в.$$

Эта величина является постоянной. Она зависит в значительной степени от температуры и в меньшей — от давления

При температуре 22° С ионное произведение воды равно

$$[H^+] \cdot [OH^-] = 10^{-14}.$$

В нейтральной воде концентрации ионов H^+ и OH^- одинаковы. Следовательно, концентрация ионов водорода в нейтральной воде составляет:

$$[H^+] = \sqrt{10^{-14}} = 10^{-7}.$$

О. А. Алексин считает, что понятие «... концентрация ионов водорода является термином до некоторой степени условным», так как ион H^+ в водном растворе гидратируется, образуя ион гидроксония $H^+ + H_2O \rightleftarrows H_3O^+$ с последующей гидратацией и образованием комплексов более сложного состава. Он также отмечает, что практически для гидрохимических целей при расчетах равновесий целесообразней пользоваться показателем активности водородных ионов, а не их концентрацией, особенно для минерализованных вод [2].

В природных водах концентрация ионов H^+ зависит не только от диссоциации воды, а главным образом от соотношения концентраций угольной кислоты (H_2CO_3) и ее ионов, поступления их из гумусовых кислот и гидролиза солей тяжелых металлов.

Концентрацию водородных ионов принято выражать показателем pH, который представляет собой отрицательный десятичный логарифм концентрации иона H^+ : $pH = -\lg [H^+] = -\lg [10^{-7}] = 7$. Практически показатель pH равен показателю степени концентрации ионов водорода, взятому с обратным знаком.

По предложению А. Н. Павлова и В. Н. Шемякина (1967 г.) подземные минеральные воды по величине pH подразделены на семь групп:

сильнокислые	pH менее 1,9
кислые	$1{,}9 \leqslant pH < 4{,}1$
слабокислые	$4{,}1 \leqslant pH \leqslant 7$
нейтральные	$pH = 7$
слабощелочные	$7 < pH < 8{,}3$
щелочные	$8{,}3 \leqslant pH < 10{,}3$
сильнощелочные	$pH > 10{,}3$.

Это физико-химически обоснованное подразделение подземных вод по величине pH может быть распространено и на пресные воды.

В подземных водах pH изменяется в широких пределах: от 1,8 до 11,0. Чаще для подземных вод характерны значения pH от 5 до 8.

Сильнокислые и кислые подземные воды встречаются в районах современной вулканической деятельности (фумаролы), а также на некоторых месторождениях полезных ископаемых (сульфидные, каменноугольные и др.) и в районах распространения болот. Значение $pH = 7—9$ обычно свойственно содовым водам.

Для вод рек и озер характерны значения pH в пределах 6,8—8,5, а для вод океанов величины pH изменяются от 7,8 до 8,3 [2].

Согласно ГОСТ 2874—73 в питьевых водах водородный показатель (pH) должен быть в пределах 6,5—8,5.

Понятие об окислительно-восстановительном потенциале (Eh). Для установления форм нахождения и условий миграции элементов в растворе кроме показателя pH большое значение имеет окислительно-восстановительный потенциал Eh, который тесно связан с величиной pH.

В земной коре непрерывно проходят окислительно-восстановительные процессы. Окисление связано с отдачей электронов, а восстановление — с их присоединением. Поскольку свободные электроны

не могут накапливаться в растворе (их электронейтральность сохраняется), то всякое окисление одного вещества сопровождается одновременным восстановлением другого. При этом изменяется валентность реагирующих веществ.

Величиной, определяющей направление, в котором протекает окислительно-восстановительный процесс, является химический потенциал — μ_e. По М. С. Захарьевскому [8]:

$$\mu_e = \mu_e^0 + RT \ln a_e, \qquad \text{(VII.4)}$$

где μ_e^0 — стандартный химический потенциал электронов; R — газовая постоянная; T — абсолютная температура; a_e — активность электронов.

Активность электронов понимается в смысле вероятности появления новых электронов. Эта вероятность тем больше, чем сильнее восстановительные свойства раствора, содержащего вещества, способные участвовать в окислительно-восстановительных реакциях.

Электрический потенциал в растворе измерить невозможно, поэтому приходится ограничиваться определением разности потенциалов.

Принято, что потенциал ионизации газообразного водорода в стандартном состоянии равен нулю, т. е.

$$H_2 = 2H^+ + 2eE^0 = 0.$$

Потенциал, измеренный по отношению к потенциалу ионизации газообразного водорода, называют окислительно-восстановительным потенциалом Eh. Он является мерой окислительно-восстановительной способности систем.

Для удобства работы вместо водородного полузлемента используют насыщенные хлор-серебряный, хлор-таллиевый и другие электроды.

Для измерения окислительно-восстановительного потенциала в паре с электродом сравнения используют электроды из благородных металлов, не участвующих в окислительно-восстановительных реакциях (платина, золото).

Величина Eh зависит от концентраций окисленной и восстановленной форм данного соединения в молях и величины pH, если в реакции участвуют ионы водорода.

Величина окислительно-восстановительного потенциала выражается следующим уравнением:

$$Eh = E_0 + \frac{0{,}0581}{n} \lg \frac{O_x}{R_{ed}} \text{ при } t = 20^\circ \text{C}, \qquad \text{(VII.5)}$$

где Eh — величина окислительно-восстановительного потенциала среды; E_0 — нормальный окислительно-восстановительный потенциал, при котором концентрации окисленной и восстановленной форм равны между собой; O_x — концентрация окисленной формы соединения; n — количество электронов; R_{ed} — концентрация восстановленной формы соединения.

Окислительно-восстановительный потенциал может быть измерен с помощью различных методов — потенциометрического, полярографического и по поляризационным кривым; наиболее удобным и более широко распространенным является потенциометрический метод. Выражается окислительно-восстановительный потенциал в вольтах и милливольтах.

В природных водах окислительно-восстановительный потенциал определяется всей совокупностью происходящих в ней окислительных и восстановительных процессов.

Природные воды обычно содержат небольшое количество веществ, участвующих в окислительно-восстановительных процессах, поэтому для определения Eh в водах применяют чувствительные потенциометры с ламповыми усилителями (П-4, П-6).

Освещение теоретических основ, методов определения Eh и описание аппаратуры дано в работах Р. Гаррелса, М. С. Захарьевского, П. А. Крюкова и др.

§ 4. ИОННО-СОЛЕВОЙ СОСТАВ И ОСНОВНЫЕ ХИМИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Подземная вода представляет собой очень сложную физико-химическую систему, меняющуюся в зависимости от состава, степени активности входящих в нее компонентов и термодинамических условий.

В. И. Вернадский отмечал, что «... природные воды являются такими системами, все компоненты которых и молекулы самой воды находятся в вечном и непрерывном различном изменении, но основной характер воды остается неподвижным» [5]. Он впервые отметил огромное значение подвижной системы порода — вода — газ — живое вещество в формировании состава подземных вод.

Ионно-солевой комплекс подземных вод представлен макро- и микрокомпонентами, радиоактивными элементами. Кроме того, почти в любой природной воде имеются органические вещества и микроорганизмы, растворенные в воде газы, а также коллоиды и механические примеси (рис. 47).

В работе А. В. Щербакова указывается, что в природных водах в той или иной степени рассеяния присутствуют все 104 элемента периодической системы Д. И. Менделеева [19]. Однако в практике гидрогеохимических исследований определяются далеко не все элементы. Так, в некоторых пробах подземных вод обнаружено до 62 элементов, причем одни из них присутствуют в значительных, другие — в ничтожных количествах.

Минерализация (сухой остаток). Согласно ГОСТ 17403—72 под минерализацией воды понимается сумма всех найденных при химическом анализе воды минеральных веществ. Величина сухого остатка характеризует общее содержание растворенных в воде нелетучих минеральных и частично органических соединений (ГОСТ 18164—72).

О величине минерализации судят по сухому остатку, который получается после выпаривания определенного объема воды и высу-

шивания остатка при температуре 110° С. Выражается сухой остаток в миллиграммах на литр или граммах на литр или же для соленых вод и рассолов в миллиграммах на килограмм, граммах на килограмм. При этом 1/1000 какой-либо величины или 1/10% обозначается знаком ‰ (промилле).

Иногда общее количество в воде солей определяют по сумме ионов, установленных химическим анализом. Результаты такого подсчета часто не совпадают с данными взвешивания сухого остатка после выпаривания воды. Это объясняется тем, что при высушивании сухого остатка бикарбонаты переходят в карбонаты с выделением CO_2 ($2HCO_3^- \rightarrow CO_3^{2-} + H_2O + CO_2$), сульфат кальция может осаждаться в виде гипса с поглощением части воды, органические вещества окисляются и т. п. В связи с тем, что вода и углекислый газ, образовавшиеся при разложении бикарбонатов, улетучиваются и в сухом остатке вместо двух ионов HCO_3^- остается один ион CO_3^{2-}, при вычислении общей минерализации по результатам химического анализа следует брать только половину (точнее 0,49) количества ионов HCO_3^-.

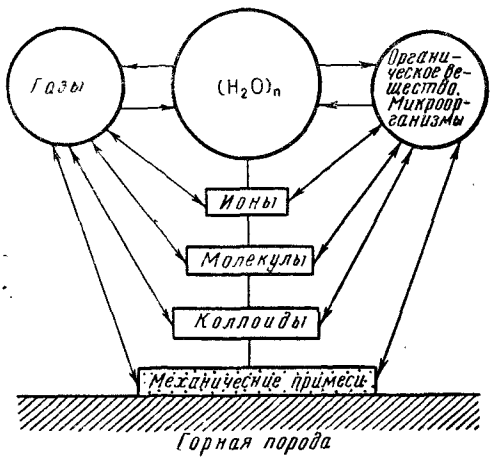


Рис. 47. Схема природной воды (по А. М. Овчинникову)

В нефтяной геологии минерализацию воды (рассолов) принято выражать в граммах на 100 г воды. При пересчете минерализации из граммов на 100 г в граммах на литр необходимо учитывать плотность воды.

По действующим нормам (ГОСТ 2874—73) в питьевых водах сухой остаток не должен превышать 1000 мг/л. Однако в засушливых районах при отсутствии пресных вод нередко для питья используется вода с сухим остатком 2000—3000 мг/л и даже более.

По величине сухого остатка (минерализации) природные воды подразделяют на пять групп:

Группа	Сухой остаток, г/л
Сверхпресные	до 0,2 (до 0,02%)
Пресные	0,2—1 (0,02—0,1%)
Слабосолоноватые	1—3 (0,1—0,3%)
Сильносолоноватые	3—10 (0,3—1,0%)
Соленые	10—35 (1,0—3,5%)
Рассолы	>35 (>3,5%)

Общая минерализация подземных вод изменяется в широких пределах: от нескольких десятков миллиграммов на литр до предельной величины 650 г/л [19].

Макрокомпоненты (главные компоненты) включают преобладающие элементы и комплексные соединения, составляющие основу подземных вод. Они определяют химический тип воды и главнейшие их свойства.

Среди макрокомпонентов водород и кислород, как уже отмечалось, образуют основную массу раствора — воду.

Тип химического состава воды и главные ее свойства определяют ионы: Cl^-, SO_4^{2-}, HCO_3^-, CO_3^{2-}, Na^+, Ca^{2+}, Mg^{2+}.

К числу макрокомпонентов относятся также соединения азота и такие элементы, как K, Si, Fe, Al, P, которые широко распространены в земной коре и в определенных природных условиях обусловливают формирование специфических типов подземных вод и их характерных особенностей.

О. А. Алексин отмечает, что ионная форма главных компонентов в полной мере свойственна только слабоминерализованным водам [2]. В водах повышенной минерализации обычно наблюдается склонность к образованию ионных пар. Образование ионных пар наиболее характерно для карбонатных, сульфатных, магниевых и кальциевых ионов. Ионные пары не образуют ионы хлора и калия.

Преобладающими среди других соединений в природных водах являются ионы, что дает основание с некоторой долей условности выражать в этой форме макрокомпоненты.

Макрокомпоненты составляют основную часть минерального состава природных вод — в пресных водах свыше 90—95%, в высокоминерализованных более 99% [2].

В пресных и солоноватых водах преобладают обычно ионы HCO_3^-, CO_3^{2-} и Ca^{2+}, в соленых и рассолах — Cl^- и Na^+. Ионы SO_4^{2-} и Mg^{2+} занимают промежуточное положение среди основных анионов и катионов.

Изменение состава воды от их общей минерализации и температуры в значительной степени определяется растворимостью хлористых, сульфатных и карбонатных солей (табл. 21).

Таблица 21

Температура раствора, °С	Содержание в растворе солей, %		
	NaCl	$CaSO_4$	$CaCO_3$
25	26,44	0,209	0,0014
50	26,99	0,204	0,0015
100	28,15	0,153	0,0015

Слабая растворимость карбонатных солей кальция определяет низкую концентрацию гидрокарбонатных и карбонатных ионов — не более 1000 мг/л (кроме вод с высоким содержанием CO_2). Сравнительно низкая растворимость сульфата кальция также ограничивает в определенных пределах содержание сульфатных ионов. Наилучшая растворимость отмечается у хлористых солей, поэтому ионы хлора в природных водах могут достигать высоких концентраций.

Зависимость между составом макрокомпонентов и величиной общей минерализации природных вод, по М. Г. Валяшко, показана на рис. 48.

Ниже приведены краткие данные основных химических макрокомпонентов воды.

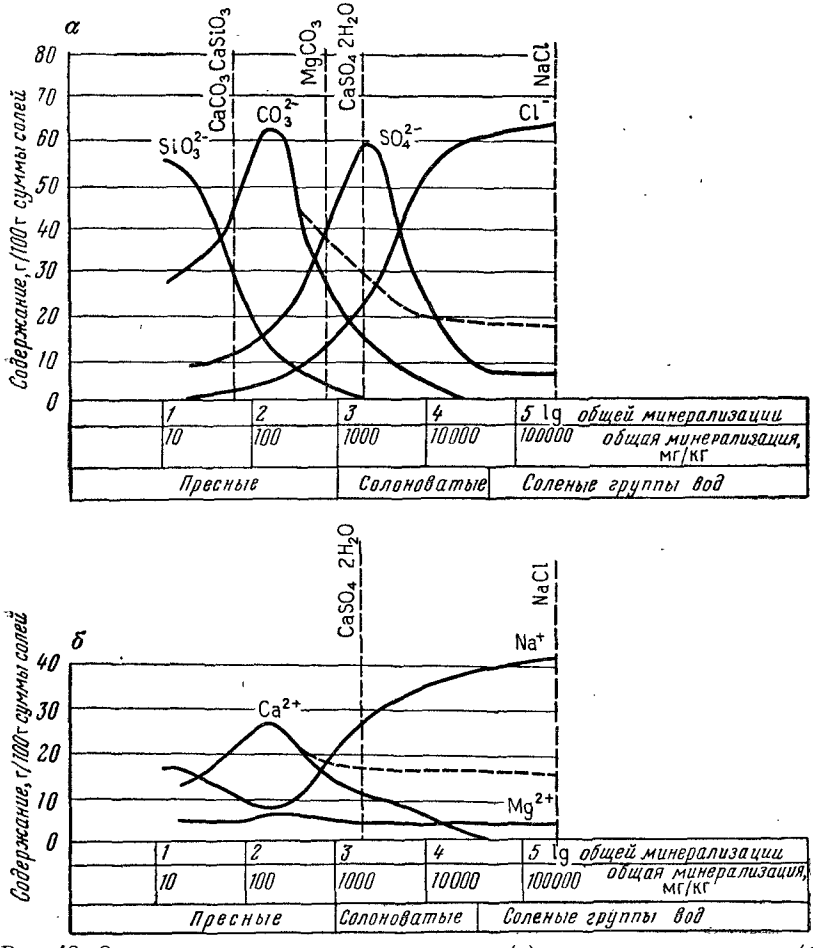


Рис. 48. Относительная роль главных ионов (*а*) и главных катионов (*б*) в формировании химического состава вод различной минерализации (по М. Г. Валяшко)

Х л о р - и о н. В земной коре содержится сравнительно небольшое количество хлоридов. В качестве основного компонента хлориды присутствуют только в таких минералах изверженных и метаморфических пород, как содалит и апатит. Они также содержатся в слюдах, роговой обманке, обсидиане и в виде жидких включений в минералах изверженных пород. Однако перечисленные источники не могли бы обеспечить такого количества хлоридов, которое накопилось в водах

океанов со времени их образования. Главным источником накопления хлоридов явилось сравнительно небольшое, но постоянное поступление их из вулканических газов [7].

Ион хлора широко распространен в подземных водах, особенно в глубоко залегающих водоносных комплексах.

Источниками поступления иона хлора в подземные воды являются: древние морские бассейны, в которых вместе с минеральными отложениями накапливались воды хлоридного натриевого состава; растворение каменной соли (или ее включений в осадочных отложениях); поступление из атмосферы, особенно в засушливых районах и вблизи морей и океанов; продукты жизнедеятельности животного мира.

В связи с хорошей растворимостью хлористых солей осаждение их в воде возможно только при замерзании и испарении. Ионы хлора относительно слабо подвержены ионному обмену, адсорбции и воздействию биологических факторов. Таким образом, ионы хлора являются наиболее устойчивыми в подземных водах.

Важно отметить, что поступление хлора из морской воды или в процессе растворения каменной соли не является опасным в санитарно-гигиеническом отношении, в то время как высокое его содержание в подземных водах на территориях, занятых населенными пунктами, особенно там, где отсутствует канализация, а грунтовые воды не изолированы с поверхности водонепроницаемыми пластами, свидетельствует о загрязнении подземных вод продуктами жизнедеятельности человека (см. гл. XI). Такие воды не могут быть рекомендованы для питьевых целей.

Как правило, подземные воды, предназначенные для питьевого использования, не должны содержать более 350 мг/л хлор-иона. Только в засушливых районах и на морских побережьях допускается использование подземных вод с содержанием хлор-иона до 500—800 мг/л и даже более.

С у л ь ф а т - и о н. Сульфатный ион в подземных водах также имеет широкое распространение, особенно в слабоминерализованных. В отличие от хлор-иона его содержание в подземных водах лимитируется присутствием иона Ca^{2+}, с которым сульфат-ион образует слаборастворимый $CaSO_4$.

Сульфаты могут накапливаться в водах в результате растворения гипсов и ангидритов, а также окисления сернистых соединений (пирита и др.) и сульфидных минералов.

Сульфатные ионы биологически неустойчивы и при отсутствии кислорода и наличии соответствующих условий часто восстанавливаются до сероводорода (см. гл. XI).

Г и д р о к а р б о н а т н ы й (HCO_3^-) и к а р б о н а т н ы й (CO_3^{2-}) и о н ы. Эти ионы, особенно HCO_3^-, распространены преимущественно в пресных и слабосолоноватых подземных водах. Обычно содержание их в воде невелико.

Гидрокарбонатный ион поступает в подземные воды главным образом вследствие выщелачивания известняков, доломитов, мергелей при наличии в воде углекислоты по реакциям: $CaCO_3 + CO_2 +$

$+ H_2O \rightleftarrows Ca^{2+} + 2HCO_3^-$ или $MgCO_3 + CO_2 + H_2O \rightleftarrows Mg^{2+} + 2HCO_3^-$.

Прямая реакция (слева направо) свидетельствует о выщелачивании карбонатных пород и обогащении ионом HCO_3^- подземных вод. Такое течение реакции приводит к разрушению названных отложений. В строительной технике этот процесс приводит к разрушению строительных материалов (бетона, железобетона).

Обратная реакция (справа налево) приводит к выпадению из воды $CaCO_3$ и $MgCO_3$, т. е. образованию осадочных пород. Течение такой реакции обусловливает выпадение карбонатной накипи в паровых котлах, в трубах и т. п.

Карбонатный ион в подземных водах совсем не содержится или его количество ничтожно мало по сравнению с ионом HCO_3^-.

Углекислоту, находящуюся в воде в виде ионов HCO_3^- и CO_3^{2-}, условно подразделяют на связанную и полусвязанную.

Деление углекислоты на связанную и полусвязанную основано на том, что гидрокарбонат-ион при кипячении воды превращается в карбонат-ион с освобождением при этом половины углекислоты: $2HCO_3^- \rightarrow CO_3^{2-} + H_2O + CO_2$.

Ту часть углекислоты, которая превращается в ион CO_3^{2-}, называют связанной углекислотой, а ту, которая при кипячении воды и разрушении иона HCO_3^- выделяется в виде CO_2, называют полусвязанной углекислотой.

Карбонат-ион при кипячении не разлагается, поэтому всю углекислоту карбонатов (т. е. иона CO_3^{2-}) считают связанной.

В подземных водах, практически не содержащих ионов CO_3^{2-}, количества связанной и полусвязанной углекислоты между собой равны.

Соединения азота. Соединения азота встречаются в подземных водах в виде ионов NO_2^-, NO_3^- и NH_4^+. При неорганическом происхождении они считаются безвредными в санитарном отношении, но при органическом происхождении, т. е. в результате распада органических веществ, соединения азота могут служить показателями загрязнения воды и возможного наличия в ней болезнетворных бактерий. Особенно много ионов NO_2^-, NO_3^- и NH_4^+ в воде копаных колодцев, вскрывающих неглубокие грунтовые воды в населенных пунктах, где отсутствует глинистая изоляция сверху, предохраняющая эти воды от проникновения загрязнений с поверхности.

Нитрит-ион. Ионы нитрита (NO_2^-) довольно широко распространены в поверхностных и грунтовых водах, но обычно в очень небольшом количестве. Повышенное количество азотистой кислоты в подземной воде может появляться в процессе окисления аммиачных соединений и разложения органических веществ, а также при восстановлении нитратов в нитриты. Окисление аммиачных соединений нередко вызывается деятельностью нитрифицирующих бактерий. Некоторые виды бактерий, обитающие в загрязненных водах (например, кишечная палочка), проникают в подземные воды с нечистотами. Значительное количество ионов нитрита может свидетельствовать о присутствии в воде болезнетворных бактерий (холерного вибриона, бациллы тифа и др.).

Обычно наличие ионов NO_2^- в подземных питьевых водах не допускается, в крайнем случае допускаются лишь их следы.

Нитрат-ион. Присутствие в подземной воде ионов нитрата (NO_3^-) свидетельствует о полном окислении органических азотсодержащих веществ. Азотнокислые соли, в незначительных количествах встречаемые в подземных водах, не опасны сами по себе для здоровья людей, но вместе с ионом нитрата могут присутствовать также ионы аммония и нитрита. Для питьевой воды допускается содержание ионов нитрата до 10 мг/л.

Аммоний-ион. Аммоний (NH_4^+) образуется в результате химических и биологических процессов. Последние протекают при участии денитрифицирующих бактерий в анаэробных условиях. Наличие иона аммония органического происхождения свидетельствует о процессе распада биологических азотистых веществ, что несомненно указывает на загрязнение воды. В подземных водах, предназначенных для питьевого водоснабжения, допускаются в виде исключения только следы аммония.

Натрий-ион. Ион Na^+ широко распространен в подземных водах, особенно в глубоких водоносных комплексах. Среди катионов по распространению он стоит на первом месте. Источниками поступления натрия в подземные воды являются океанические и морские воды, процессы выветривания изверженных горных пород, растворение отложений каменной соли и отдельных рассеянных кристаллов соленосных пород, обменные реакции между ионами кальция в подземных водах и ионами натрия, адсорбированными на частицах глинистых пород.

Магний-ион. Ион Mg^{2+} встречается в подземных водах преимущественно в сравнительно небольших количествах. Воды, в которых ион Mg^{2+} преобладает над другими ионами, встречаются редко. Присутствие магний-иона в подземных водах в основном связано с поступлением его с морскими водами, из атмосферы, в результате разложения минералов, содержащих магний, и с выщелачиванием доломитов.

Кальций-ион (Ca^{2+}). Данный ион часто встречается в подземных водах различной минерализации. Причем в пресных и соленых водах ион кальция зафиксирован в соединении с карбонатным (гидрокарбонатные воды) или сульфатным (сульфатные воды) ионами, а в высококонцентрированных рассолах — с хлор-ионом.

В подземные воды кальций поступает при выветривании изверженных горных пород и особенно в результате выщелачивания известняков, доломитов, гипсов и ангидритов.

Калий-ион (K^+) в подземных водах, несмотря на хорошую растворимость его солей, фиксируется значительно реже, чем натрий. Объясняется это тем, что калий участвует в образовании вторичных минералов (нерастворимых в воде), в значительных количествах усваивается растениями, легко адсорбируется глинистыми породами.

В подземные воды калий обычно проникает при процессах выветривания изверженных горных пород, в минералах которых содержится калий, а также при растворении залежей калийных солей.

Кремний. После кислорода кремний является самым распространенным элементом в земной коре. Однако в связи со слабой растворимостью силикатных минералов и солей кремния его содержание в подземных водах, как правило, относительно невелико. В подземных водах он присутствует, по-видимому, преимущественно в виде двуокиси кремния.

Железо. В земной коре железо имеет широкое распространение в таких минералах, как пироксены, амфиболы, магнетит, пирит, биотит, гранаты и др. При выветривании этих минералов высвобождается большое количество железа, которое обычно переходит в относительно слабо растворимые и устойчивые окиси железа.

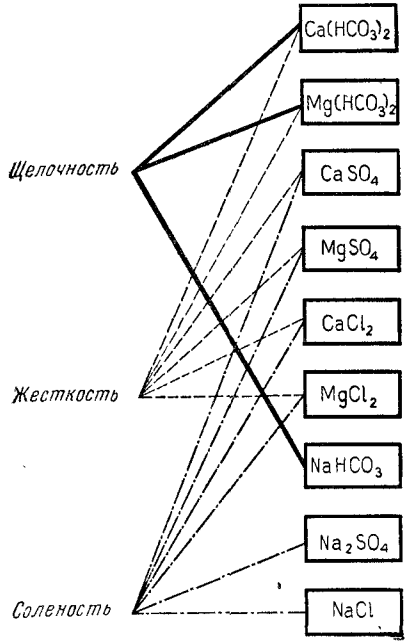


Рис. 49. Сочетания различных солей, обусловливающих некоторые главные свойства воды

В подземной воде соединения железа чаще находятся в закисной форме (в виде иона Fe^{2+}) или в окисной (в виде иона Fe^{3+}). Закисные соединения железа в воде неустойчивы и при доступе кислорода легко окисляются с образованием гидрата окиси железа, которые обнаруживаются в подземных водах в коллоидной форме.

Наличие в воде железистых соединений придает ей неприятный вкус. Для многих производств вода, содержащая ионы железа, вредна. В подземных водах содержание железа достигает нескольких десятков, иногда 100 мг/л. В питьевых водах суммарное содержание железа допускается 0,3 мг/л.

Алюминий. В земной коре алюминий является одним из наиболее распространенных элементов. Однако он отличается слабой подвижностью в подземных водах.

Основными химическими свойствами воды, которые определяются макрокомпонентами, являются щелочность, кислотность, соленость и жесткость (рис. 49), последнее из которых требует пояснения.

Жесткость воды. Жесткость воды обусловливается присутствием в воде ионов Ca^{2+} и Mg^{2+}. Для вод, используемых в хозяйственных и технических целях, жесткость имеет большое значение: в жесткой воде, как известно, медленнее развариваются овощи и мясо, она дает накипь в паровых котлах и т. д.

Различают жесткость воды общую, временную (устранимую, карбонатную) и постоянную (неустранимую, остаточную).

Общая жесткость определяется суммарным содержанием в воде

ионов Ca^{2+}, Mg^{2+} и др. Для определения жесткости воды на практике часто оказывается достаточно определить количественно следующие ионы: Ca^{2+}, Mg^{2+}, HCO_3^-, SO_4^{2-}.

Временная жесткость обусловлена наличием в воде гидрокарбонатных и карбонатных солей кальция и магния. Постоянная жесткость равна разности между общей жесткостью и временной.

Временную жесткость определяют ионы Ca^{2+} и Mg^{2+}, осаждающиеся при кипячении воды в виде карбонатов вследствие разрушения гидрокарбонат-иона:

$$2HCO_3^- = CO_3^{2-} + H_2O - CO_2;$$

$$Ca^{2+} + CO_3^{2-} = \underset{\text{Осадок}}{\underset{\downarrow}{CaCO_3}}.$$

Постоянную жесткость определяют ионы Ca^{2+} и Mg^{2+}, остающиеся в воде после кипячения.

Раньше жесткость воды выражали в немецких, американских и других градусах. При этом, например, за один немецкий градус жесткости воды принимали содержание 10 мг/л CaO (количество MgO пересчитывалось на CaO).

В настоящее время в СССР жесткость воды выражают в мг-экв/л Ca^{2+} и Mg^{2+}, причем 1 мг-экв жесткости (2,8 немецких градусов) соответствует содержанию 20,04 мг/л Ca^{2+} или 12,16 мг/л Mg^{2+}.

О. А. Алексин рекомендует следующее подразделение природных вод по степени общей жесткости:

очень мягкие (до 4,2 нем. град.) . . .	до 1,5 мг-экв/л
мягкие (4,2—8,4 нем. град.)	1,5—3,0 »
умеренно жесткие (8,4—16,8 нем. град.)	3,0—6,0 »
жесткие (16,8—25,2 нем. град.) . . .	6,0—9,0 »
очень жесткие (более 25,2 нем. град.) .	более 9,0 »

Для питьевых целей большей частью используются подземные воды с общей жесткостью до 7 мг-экв/л (около 20 нем. град.), но в некоторых местностях для питья потребляются и значительно более жесткие воды.

Микрокомпоненты. Под микрокомпонентами понимают химические элементы или соединения, содержащиеся в подземных водах (или в растительных и животных организмах и почвах) в количестве менее 10, редко 100 мг/л [11].

Необходимо отметить, что указанные количественные пределы являются условными, так как в естественной обстановке иногда встречаются воды, содержание микрокомпонентов в которых превышает в 100 раз и более указанные пределы. Например, содержание брома в подземных высококонцентрированных рассолах Иркутского амфитеатра достигает 10 г/л.

Микрокомпоненты обычно не определяют химический тип воды, но они оказывают значительное влияние на специфические особенности их состава. Хотя микрокомпоненты находятся в весьма малых

количествах, они способны оказывать большое влияние на течение биологических процессов.

К микрокомпонентам относятся такие элементы, как Li, B, F, Ti, V, Cr, Mn, Co, Ni, Cu, Zn, As, Br, Sr, Mo, I, Ba, Pb и др., а также Rb, Au, Hg, содержание которых в подземных водах редко превышает 0,1 мг/л (ультрамикрокомпоненты).

Изучение микрокомпонентов в подземных водах имеет большое теоретическое и практическое значение.

Установлено, что многие микрокомпоненты оказывают большое влияние на жизнедеятельность человека, животных и растений (I, F, Zn, Cu, Co, B и др.). Эти микрокомпоненты поступают в организм человека с водой и пищей. В некоторых областях недостатки или избытки микрокомпонентов в воде и почве приводят к заболеванию людей; такие болезни принято называть геохимическими эндемиями. Из них наиболее известными заболеваниями является эндемический зоб, обусловленный недостатком иода во внешней среде. Эндемический зоб — заболевание организма, при котором происходит опухолевидное увеличение щитовидной железы. Высокая концентрация в воде фтора приводит к заболеванию эндемическим флюорозом, которое выражается в поражении зубной эмали в виде пятнистости и крапчатости, а в некоторых тяжелых случаях — и в заболевании костей скелета. При недостатке в воде фтора отмечается заболевание, носящее название кариеса зубов.

Фтористые минералы в организм человека проникают с питьевой водой. Считается нормальным, когда содержание в питьевой воде фтора не превышает 1,5 мг/л, а оптимальная норма — 0,8—1,0 мг/л. Заболевание флюорозом начинается при наличии в воде фтора 4—6 мг/л и более; случаи поражения скелета организма отмечались, когда концентрация в воде фтора достигала 13 мг/л.

Некоторые микрокомпоненты (Br, I, Sr и др.) используются для выяснения условий формирования подземных вод (см. гл. IX). Высокое содержание микрокомпонентов в подземных водах позволяет использовать последние как минеральное сырье для извлечения полезных для народного хозяйства компонентов (иод, бром, бор, литий и др.). Кроме того, повышенное содержание микрокомпонентов в подземных водах является поисковым критерием на рудные полезные ископаемые.

Ниже приведено краткое описание радиоактивных элементов и содержание коллоидов в подземных водах.

Радиоактивные элементы. Из радиоактивных элементов необходимо отметить U, Ra, Rn и некоторые радиоактивные изотопы: K^{40}, H^{3}, C^{14} и др.

Отличительной чертой радиоактивных элементов является неустойчивость их ядер, в результате чего происходит их непрерывный распад и образование других элементов или изотопов данного элемента, а также выделение радиоактивных излучений.

Концентрация радиоактивных элементов выражается не только в таких единицах, как граммы на килограмм, граммы на литр, проценты, но также в единицах радиоактивного излучения. Уран и радий

Таблица 22

Объекты исследования	$U \cdot 10^{-6}$	$Ra \cdot 10^{-13}$
Океан	1,3—3,0	0,22—20
Внутренние моря	1,5—2,8	0,9—20
Реки	0,012—47,0	0,3—60
Минеральные источники	0,018—120	65—3800

во всех подземных водах встречаются в микроколичествах. Пределы содержания урана и радия в природных водах (в г/л), по И. В. Старику с соавторами, даны в табл. 22.

Из данных табл. 22 видно, что наиболее высокое содержание урана и радия отмечается в подземных и речных водах.

Радон — радиоактивный благородный газ. Он имеет 12 короткоживущих изотопов, из которых наиболее распространен Rn^{222} с периодом полураспада 3,8 сут. Этот изотоп в основном образуется при распаде Ra^{226}. Подземные воды, имеющие очень большие концентрации радона, чаще всего связаны с месторождениями урана.

Калий-40 составляет около 0,012% природного калия, но активность его излучений является высокой и создает почти весь радиоактивный фон природных вод. Однако содержание его в питьевой воде не считается опасным для здоровья человека и не относится к опасным радиоактивным элементам.

Радиоактивные изотопы тритий (H^3) и радиоуглерод (C^{14}) образуются в верхних слоях атмосферы под действием космических частиц с высокой энергией на атом азота путем захвата нейтронов [2].

Период полураспада трития около 12,5 лет. Показания наличия трития используются при определении возраста подземных вод атмосферного генезиса, изучения условий их движения и формирования.

Радиоуглерод, возникнув в атмосфере, сразу же образует с кислородом двуокись углерода $C^{14}O_2$, которая наряду с обычной углекислотой $C^{12}O_2$ участвует во всех биологических и геохимических процессах. Через живые организмы радиоуглерод переходит в органические остатки и карбонатные породы.

Период полураспада радиоуглерода $5{,}5 \cdot 10^3$ лет. По отношению C^{14}/C^{12} можно определить возраст органических остатков или карбонатных соединений, а также подземных вод, в которых растворены карбонатные минералы.

К о л л о и д ы. Некоторые элементы, как отмечалось выше, не в состоянии переноситься подземными водами в виде ионов (алюминий, железо и др.). Передвижение их в земной коре происходит обычно в виде коллоидных частиц. Размеры таких частиц изменяются от 10 до $1000 \cdot 10^{-10}$ м, т. е. они в десять раз больше частиц истинных растворов. В коллоидных частицах кремнезема, например, находится несколько сотен молекул [16].

Частица коллоидного раствора называется мицеллой. Коллоиды обладают большими удельными внутренними поверхностями частиц и наличием заряда, что способствует активной сорбции других частиц.

Заряды частиц одного и того же коллоида одинаковы, поэтому они могут длительное время находиться в растворе, не слипаясь, пока внешнее воздействие не снимет их заряд.

Значение коллоидно-дисперсных систем выходит за рамки представлений о форме переноса вещества в области гипергенеза. Важную роль выполняют коллоиды в формировании эндогенных рудных залежей [16].

§ 5. РАСТВОРЕННЫЕ ГАЗЫ В ПОДЗЕМНЫХ ВОДАХ

Наиболее распространенными газами в подземных водах являются кислород (O_2), углекислота (CO_2), сероводород (H_2S), водород (H_2), метан (CH_4), тяжелые углеводороды, азот (N_2) и благородные газы.

Газы в подземных водах находятся как в растворенном состоянии, так и в виде свободных (спонтанных) газов. При уменьшении давления растворенные газы могут переходить в свободные.

К и с л о р о д преимущественно имеет атмосферное происхождение, частично выделяется водной растительностью при процессах фотосинтеза. В подземных водах он находится в виде растворенных молекул, содержание которых изменяется от 0 до 15 мг/л.

В основном кислород обнаруживается в подземных водах зоны аэрации, грунтовых водах и сравнительно неглубоко залегающих водах артезианских водоносных горизонтов. Однако в областях питания артезианских водоносных комплексов и по тектоническим трещинам в предгорных и горно-складчатых областях с водами атмосферного генезиса кислород проникает на бóльшие глубины — сотни и тысячи метров [6]. С глубиной его содержание в подземных водах постепенно убывает. Кислород, растворенный в воде, является окислителем для всех веществ, обладающих переменной валентностью и находящихся в растворе [19].

У г л е к и с л о т а, находящаяся в воде в виде углекислого газа, называется свободной углекислотой. Углекислота, так же как и кислород, поглощается подземными водами из воздуха атмосферы и, кроме того, она возникает при биохимических и химических процессах, протекающих в толщах горных пород земной коры; она также выделяется при вулканических и метаморфических процессах.

Содержание свободной углекислоты в подземвых водах убывает сверху вниз. Согласно взглядам В. И. Вернадского, граница распространения свободной углекислоты находится значительно ниже нижней границы присутствия в подземных водах кислорода.

Подземные воды, содержащие свободную углекислоту, в количестве более равновесном, обладают свойством агрессивности по отношению к карбонатным породам, т. е. она приобретает способность выщелачивать, а значит, и разрушать горные породы, бетон, железобетон.

Термин «агрессивная углекислота» является условным. Под ним понимают двуокись углерода, способную переводить в раствор карбонат кальция по уравнению, которое рассматривалось выше (см. гл. VII, § 4).

Вычисление CO_2 агрессивной проводится разными способами, но наиболее точно и быстро может быть выполнено по графикам Ф. Ф. Лаптева [9]. Методы определения CO_2 агрессивной приводятся в многочисленных руководствах по анализу природных вод, в частности в работе А. А. Резникова, Е. П. Муликовской, И. Ю. Соколова [12].

Сероводород в подземных водах может находиться в виде растворенного газа H_2S, ионов гидросульфида HS^- и сульфида S^{2-}. Распространение в подземных водах гидросульфидов изучено еще слабо.

Сероводород накапливается в подземных водах преимущественно в результате процессов восстановления сульфатов углеводородами в процессе жизнедеятельности десульфирующих анаэробных бактерий (см. гл. X) или в условиях высоких температур и давлений (термометаморфизм).

Обычно содержание сероводорода в подземных водах редко превышает 50 мг/л; только в водах отдельных газонефтяных месторождений (Краснокамск, Туймазы, Бугуруслан, Андижан и др.) его содержание достигает 1000—2000 мг/л.

Сероводород, растворенный в подземных водах, служит восстановителем для всех рудообразующих элементов, обладающих переменной валентностью [19].

Водород накапливается в подземных водах в процессе диссоциации воды и при разложении органических веществ, а также при гидролизе солей тяжелых металлов (сульфатов железа, меди, алюминия и др.) в зонах окисления сульфидных руд; кроме того, свободный водород выделяется в районах современной вулканической деятельности.

Концентрация ионов водорода в природных водах имеет широкий диапазон — от 10^{-4} до 10^{-9} [2].

Атомарный водород активнее молекулярного. При обычных условиях он соединяется со многими элементами (S, P, As и др.) и восстанавливает окислы металлов (Cu, Pb, Ag и др.) из их солей и вступает в другие химические реакции [19].

Метан и тяжелые углеводороды в подземных водах образуются в результате биохимических процессов при разложении органического вещества преимущественно в нефтегазоносных районах и угольных бассейнах, а также на участках распространения болот и торфяных озер. Содержание CH_4 в подземных водах достигает 50 см³/л [19].

Метан и тяжелые углеводороды характерны для восстановительных условий; они не оказывают влияния на миграцию микрокомпонентов.

Азот и благородные газы (гелий, неон, аргон, криптон и ксенон) являются инертными газами.

В подземных водах обычно присутствуют газы атмосферного, биогенного и радиогенного генезиса. Некоторые из них (гелий, аргон) имеют большое значение для определения возраста подземных вод глубоких комплексов.

§ 6. ОРГАНИЧЕСКИЕ ВЕЩЕСТВА И МИКРООРГАНИЗМЫ В ПОДЗЕМНЫХ ВОДАХ

История изучения органических веществ и микроорганизмов в подземных водах связана с оценкой качества пресных вод, используемых для водоснабжения, и с исследованиями химического состава подземных вод нефтяных и газовых месторождений.

В настоящее время в подземных водах изучаются следующие компоненты: гуминовые кислоты, битумы, фенолы, жирные кислоты, нафтенаты, а также содержание органического углерода, органического азота и других веществ.

Источниками поступления органических веществ в подземные воды являются атмосферные осадки, поверхностные воды, почвы, морские воды и морские илы, горные породы, залежи нефти, угля, торфа [18]. Чаще органические вещества в подземные воды поступают извне в процессе их питания, а также могут и зарождаться непосредственно в земной коре.

Взаимосвязь органических веществ различных природных объектов, по В. М. Шведу, показана на рис. 50.

Методы определения органических веществ в подземных водах в основном разрабатываются институтами геологии и разработки горючих ископаемых (ИГИРГИ) и ВСЕГИНГЕО. Необходимо отметить, что до настоящего времени еще не установлена единая методика определения различных видов органических веществ в подземных водах, что затрудняет сопоставление получаемых данных.

Общее количество органических веществ в воде определяют по значению о к и с л я е м о с т и или по сумме органического углерода (нелетучих, летучих нейтральных и основных и летучих кислот). Под окисляемостью понимают количество кислорода или марганцевокислого калия ($KMnO_4$), расходуемых на окисление органических веществ. При этом считается, что 1 мг кислорода или 4 мг $KMnO_4$ соответствуют 21 мг органических веществ.

В водах, залегающих на небольшой глубине от поверхности земли, особенно на участках, где с поверхности фильтруются воды (атмосферные, речные), обычно встречаются органические вещества животного происхождения и продукты разложения луговой и лесной растительности.

Органические вещества на небольших глубинах представлены сложными гуминовыми соединениями в виде коллоидных растворов, придающих воде желтоватый цвет. Вода, содержащая гуминовые соединения, вредного влияния на организм человека не оказывает, но она часто обладает неприятным вкусом и запахом и поэтому не может быть рекомендована для питья.

Подземные воды, богатые органическими веществами, не могут быть использованы в паровых котлах.

Изучение органических веществ особенно широкое распространение получило при поисках и разведке нефтяных и газовых месторождений (Е. А. Барс, Н. Б. Вассоевич, М. Е. Альтовский, А. А. Карцев, Е. Л. Быкова, В. М. Швец и др.). Обстоятельная и содержательная монография по органическим веществам в подземных водах опубликована В. М. Швецом [18].

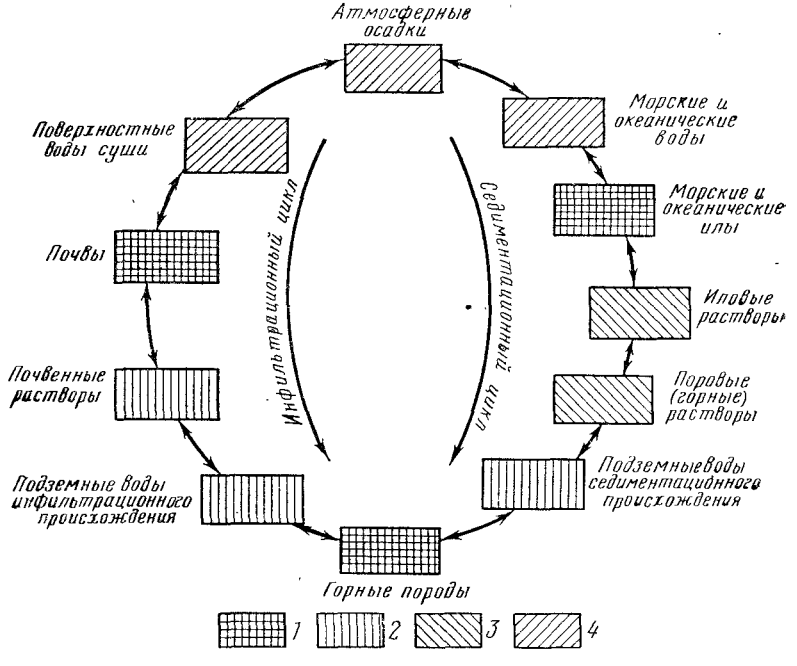


Рис. 50. Взаимосвязь органических веществ различных природных объектов (по В. М. Швецу).

Содержание, %: *1* — $n \cdot 10^{-1}$—$1 \cdot 10^{1}$; *2* — $n \cdot 10^{-4}$—$n \cdot 10^{-1}$; *3* — $n \cdot 10^{-4}$—$n \cdot 10^{-2}$; *4* — $n \cdot 10^{-4}$ — $n \cdot 10^{-3}$

По данным В. М. Швеца, среднее содержание $C_{орг.\ общ}$ в грунтовых водах равно 27,4 мг/л, в артезианских водах вне газовых залежей 48,5 мг/л и в водах некоторых областей разгрузки 52,5 мг/л. Наиболее обогащены органическим веществом приконтурные воды нефтяных и газоконденсатных месторождений, в которых $C_{орг.\ общ}$ соответственно составляет 370 и 826 мг/л.

Микроорганизмы в подземных водах представлены различными бактериями, принадлежащими к числу одноклеточных, реже многоклеточных. Вероятной границей распространения их в подземной гидросфере служит глубина распространения температур выше 100° С, которая, как правило, чаще отмечается на значительных глубинах — 4—5 км от дневной поверхности.

Бактерии активно участвуют в формировании химического состава воды, перерабатывая в процессе своей жизнедеятельности

органические и неорганические соединения и обусловливая круговорот отдельных элементов (C, S, N, P, Fe и др.).

Некоторые из них являются безвредными, другие — вредными для человеческого организма. Поэтому для питьевой воды проводятся бактериологические исследования с целью их санитарной оценки (см. гл. VIII, § 4).

Понятие о микробиологическом факторе формирования химического состава подземных вод дано в гл. X.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Адженo М. О природе водородной связи и структуре воды. Пер. с англ. — В кн.: Значение структурных особенностей воды и водных растворов для геологических интерпретаций. М., 1968, 141—148 с. (ВИМС).
2. Алекин О. А. Основы гидрохимии. М., Гидрометеоиздат, 1970. 444 с. с ил.
3. Бернал Дж., Фаулер Р. Структура воды и ионных растворов. — «Успехи физических наук», 240 с. с ил.
4. Блох А. М. Структура воды и геологические процессы. М., «Недра», 1969. 216 с. с ил.
5. Вернадский В. И. Избр. соч. «История природных вод». Т. 4. Кн. 2. М., Изд-во АН СССР, 1960. 651 с. с ил.
6. Германов А. И. Кислород подземных вод и его геохимическое значение. — «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1955, № 6, с. 70—82.
7. Девис С., Де-Уист Р. Гидрогеология. Т. 2. М., «Мир», 1970. 255 с. с ил.
8. Захарьевский М. С. Оксредметрия. М., «Химия», 1967. 118 с. с ил.
9. Лаптев Ф. Ф. Анализ воды. М., Госгеолтехиздат, 1955. 144 с. с ил.
10. Овчинников А. М. Общая гидрогеология. Изд. 2-е. М., Госгеолтехиздат, 1955. 384 с. с ил.
11. Овчинников А. М. Минеральные воды. Изд. 2-е. М., Госгеолтехиздат, 1963. 376 с. с ил.
12. Резников А. А., Муликовская Е. П., Соколов И. Ю. Методы анализа природных вод. Изд. 3-е. М., «Недра», 1970. 488 с. с ил.
13. Самарина В. С. Систематизация химических классификаций природных вод. — В кн.: Вопросы гидрогеологии и гидрохимии. Л., Изд-во ЛГУ, 1966, с. 31—45. с ил.
14. Самойлов О. Я. Структура водных растворов электролитов и гидратация ионов. М., Изд-во АН СССР, 1957. 182 с. с ил.
15. Справочное руководство гидрогеолога. Изд. 2-е. Т. 2. Л., «Недра», 1967. 360 с. с ил.
16. Тугаринов А. И. Общая геохимия. М., Атомиздат, 1973. 288 с. с ил.
17. Ходьков А. Е., Валуконис Г. Ю. Формирование и геологическая роль подземных вод. Изд-во ЛГУ, 1968. 216 с. с ил.
18. Швец В. М. Органические вещества подземных вод. М., «Недра», 1973. 192 с. с ил.
19. Щербаков А. В. Геохимия термальных вод. М., «Наука», 1968. 236 с. с ил.

Глава VIII

ОБРАБОТКА, СИСТЕМАТИЗАЦИЯ И КЛАССИФИКАЦИЯ ХИМИЧЕСКИХ АНАЛИЗОВ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

§ 1. ТИПЫ ХИМИЧЕСКИХ АНАЛИЗОВ

Содержание химических анализов и степень точности их результатов определяются задачами и стадией исследований. Только четко представляя задачи и целевое назначение работ, можно решить вопрос об объеме необходимых определений и выборе той или иной методики анализов. Отсутствие ясности в целевом назначении анализов может привести к неполноте собранных данных или же к излишней затрате времени и средств на проведение ненужных определений.

В практике гидрогеологических работ химические анализы проводятся для решения следующих основных задач: 1) изучение закономерностей распространения и формирования подземных вод различного состава; 2) оценка химического состава и физических свойств подземных вод для питьевого, технического, сельскохозяйственного, лечебного и других видов использования; 3) исследование подземных вод как поискового критерия на месторождения полезных ископаемых (нефти, газа, меди, свинца, молибдена и др.); 4) оценка подземных вод как химического сырья для получения иода, брома, бора и других микрокомпонентов [6].

Химические анализы подземных вод подразделяются на следующие типы: полевые, сокращенные, полные и специальные. Полевые химические анализы выполняются при гидрогеологических исследованиях в полевых условиях с помощью походных лабораторий [3].

Полевой анализ воды включает определение физических свойств, pH, Cl^-, SO_4^{2-}, NO_3^-, HCO_3^-, CO_3^{2-}, Ca^{2+}, Fe^{2+}, Fe^{3+}, CO_2, H_2S, O_2. Вычислением находят $Na^+ + K^+$, Mg^{2+}, временную жесткость, сумму минеральных веществ.

Обычно полевые анализы проводятся в большом количестве с целью получения предварительной характеристики состава подземных вод изучаемой площади. Этот анализ не дает возможности провести контроль определений.

При сокращенном анализе определяют pH, Cl^-, SO_4^{2-}, NO_3^-, HCO_3^-, CO_3^{2-}, Mg^{2+}, Fe^{2+}, Fe^{3+}, NH_4^+, NO_2^-, H_2S, CO_2, H_2SiO_3; окисляемость сухого остатка. Вычислением выявляют $Na^+ + K^+$, жесткость общую и временную, CO_2 агрессивную.

Сокращенный анализ осуществляется с применением более точных методов в стационарных лабораториях и дает возможность проводить контроль анализа по сухому остатку. Такие анализы выполняются при массовых определениях в период поисков подземных вод для получения предварительной сравнительной характеристики по нескольким водоносным горизонтам.

Полный анализ включает определение физических свойств, pH, Eh, 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^-, CO_2, H_2S, H_2SiO_3; окисляемость сухого остатка. По результатам анализа определяются жесткость общая и временная, CO_2 агрессивная.

Выполнение полных анализов проводится при детальном изучении водоносных горизонтов. Они осуществляются в стационарных лабораториях, а содержание анализа дает возможность провести контроль определений как по сухому остатку, так и по суммам миллиграмм-эквивалентов катионов и анионов.

Специальный анализ проводится по особому заданию в соответствии с целевым назначением исследований. Применяется при необходимости определения микрокомпонентов или других веществ, которые не устанавливаются при полном анализе. Этот тип анализа выполняется также при проведении специальных сокращенных анализов с определением некоторых редких компонентов.

§ 2. ФОРМЫ ВЫРАЖЕНИЯ РЕЗУЛЬТАТОВ ХИМИЧЕСКИХ АНАЛИЗОВ

Результаты определения макрокомпонентов в природных водах обычно выражаются в весовой, ионной, эквивалентной и процент-эквивалентной формах.

Основной формой выражения результатов анализа воды служит весовая ионная форма, она является исходной для получения других форм выражения химического состава воды. При этом результаты определения макрокомпонентов даются в граммах или миллиграммах на 1 л воды для пресных и солоноватых вод. Для океанических и морских вод, а также и подземных рассолов широко распространено выражение макрокомпонентов в граммах на килограмм или в граммах на 100 г воды; размерность г/кг нередко (особенно для океанических вод) обозначается символом $^0/_{00}$ (промилле).

Для полного выявления свойств воды и ясного представления о соотношении ионов в каждом конкретном анализе или при сопоставлении вод различной минерализации результаты анализов воды переводят из весовой в эквивалентную форму — в миллиграмм-эквиваленты или грамм-эквиваленты ионов в 1 л. Чтобы перевести мг/л в мг-экв в 1 л воды, необходимо количество миллиграммов каждого иона разделить на его эквивалентный вес (частное от деления ионного веса на его валентность).

Пересчет результатов анализа воды в процент-эквивалентную форму проводится для удобства сопоставления вод различной минерализации и более ясного представления о соотношениях ионов одной и той же воды. Для вычисления %-экв принимают сумму мг-экв анионов (катионов), содержащихся в 1 л воды, за 100% и вычисляют процент содержания каждого аниона (катиона) в мг-экв по отношению к этой сумме [5].

А. А. Резников, Е. П. Муликовская и И. Ю. Соколов, учитывая, что точность определений большинства макрокомпонентов по принятым для массового анализа методикам не превышает 1—3 мг/л,

рекомендуют результаты определений выражать при вычислении в кг/л и %-экв целыми числами, а в мг-экв/л — вторым десятичным знаком [3]. Однако это правило не распространяется на те компоненты, методика анализа которых позволяет определять их с чувствительностью и точностью до десятых и сотых долей мг/л.

Содержание микрокомпонентов в воде выражается обычно в весовой форме в микрограммах на 1 л воды (мкг/л). Когда микрокомпоненты в воде присутствуют в больших количествах (более 1 мг/л), результаты определений выражаются так же, как для макрокомпонентов (мг/л, мг-экв, %-экв).

Детальное освещение методики обработки химических анализов приводится во многих руководствах по методам анализа природных вод (см., например, работу А. А. Резникова, Е. П. Муликовской, И. Ю. Соколова [3] и др.).

§ 3. КОНТРОЛЬ РЕЗУЛЬТАТОВ ХИМИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

Общий контроль результатов анализа воды проводится по эквивалентному содержанию ионов или по сухому остатку.

Общий контроль по эквивалентному содержанию ионов можно проведить только для полного анализа воды, когда экспериментально определены все основные анионы и катионы.

Процент погрешности анализа вычисляют по формуле

$$\varepsilon = \frac{A-K}{A+K} \cdot 100,$$

где A и K — соответственно суммы миллиграмм-эквивалентов анионов и катионов.

Для массовых гидрохимических анализов допустимая погрешность не должна превышать [3]:

Минерализация воды (в мг-экв/л анионов)	Погрешность ε в ± относит. %)
Более 15	2
5—15	2—5
3—5	5—10
Менее 3	Не установлена

Как видно из приведенных данных, меньшей минерализации соответствует большая допустимая погрешность. Для особо ответственных и арбитражных анализов допустимая погрешность уменьшается вдвое.

Общий контроль результатов по сухому остатку возможен для полного и сокращенного анализов воды. Причем для сокращенных анализов этот способ является единственным.

Сущность этого способа заключается в сравнении сухого остатка с суммой всех растворенных веществ в виде ионов и молекул (за исключением газов). При подсчете суммы минеральных веществ

необходимо брать только половину обнаруженного количества HCO_3^-, так как при высушивании сухого остатка протекает реакция

$$2HCO_3^- \longrightarrow CO_3^{2-} + CO_2\uparrow + H_2O\uparrow.$$

Необходимо отметить, что кроме неорганических веществ любые природные воды, как отмечалось выше, содержат растворенные органические вещества, которые переходят в сухой остаток. Поэтому экспериментально определенный сухой остаток всегда больше вычисленной общей минерализации.

По данным исследований допустимое расхождение между величинами экспериментально определенного сухого остатка и вычисленной общей минерализации (включая кремнекислоту) при окисляемости воды менее 5 мг О/л в правильно выполненном анализе не должно превышать [3]:

Вычисленная общая минерализация, мг/л	Допустимое превышение экспериментального сухого остатка над вычисленным, мг/л
До 100	30
100—500	50
500—5000	10 относит. %
5000—10 000	10—5 относит. %
>10 000	5 относит. %

Для особо ответственных и арбитражных химических анализов допустимая погрешность уменьшается вдвое.

§ 4. ОЦЕНКА КАЧЕСТВА ВОДЫ ДЛЯ ПИТЬЕВЫХ ЦЕЛЕЙ

В нашей стране впервые в мире были установлены законодательным путем пределы допустимого содержания тех или иных компонентов в воде, используемой для санитарно-бытовых и хозяйственных целей. При этом в качестве предельно допустимой принимается такая концентрация отдельных компонентов, которая полностью исключает какое-либо вредное действие на организм человека.

При оценке подземных вод для питьевого водоснабжения в СССР пользуются ГОСТ 2761—57 и 2874—73. По этим ГОСТам для централизованного водоснабжения сухой остаток воды не должен превышать 1000 мг/л, а общая жесткость воды 7 мг-экв/л (около 20 нем. град.), но не свыше 10 мг-экв/л. Использование воды с бо́льшим сухим остатком допускается только при отсутствии в районе источника водоснабжения с менее минерализованной водой и для каждого конкретного водозабора согласовывается с органами санитарно-эпидемиологической службы. Предельное содержание (в мг/л): ионов хлоридов (Cl^-) — 350; сульфатов (SO_4^{2-}) — 500; железа (Fe^{2+} + + Fe^{3+}) — 0,3; марганца (Mn^{2+}) — 0,1; меди (Cu^{2+}) — 1,0; цинка (Zn^{2+}) — 5,0; остаточного алюминия (Al^{3+}) — 0,5; гексаметофосфата (PO_4) — 3,5; триполифосфата (PO_4) — 3,5 (по ГОСТ 2874—73).

Ввиду большого разнообразия состава природных вод, нередко имеющих высокую общую минерализацию, далеко не везде к ним

могут быть применены общесоюзные нормы. Вследствие этого иногда применяют местные нормы, соответствующие среднему составу вод, распространенных в данном районе. Таких норм, имеющих местное значение, существует сравнительно много. Предложенные в разное время различными организациями и отдельными специалистами они основаны главным образом на наблюдениях за качеством вод, используемых в той или иной местности. Общим и основным требованием, предъявляемым к питьевым водам, является безусловное отсутствие в них вредных для человеческого организма соединений.

Необходимо отметить, что к употреблению подземных вод той или иной минерализации организм человека быстро приспосабливается.

Для степной полосы юго-восточной части СССР, где широко распространены минерализованные воды, К. И. Лисицын предложил считать предельными для питьевых вод содержание хлоридов 400 мг/л, сульфатов 1000 мг/л, сухой остаток 2500 мг/л и общую жесткость 21,4 мг-экв/л.

При использовании для питья подземных вод месторождений твердых полезных ископаемых концентрация ядовитых веществ, которые нередко содержатся в этих водах (тяжелые металлы и другие элементы), согласно существующим нормам не должна превышать (в мг/л): свинца — 0,1; мышьяка — 0,05, фтора — 1,5 и фенола — 0,001. Кроме того, вода не должна содержать ртути, шестивалентного хрома, бария и т. п.

Как уже отмечалось, в подземных водах вообще и в пресных, в частности, находится большое количество микроорганизмов — от нескольких сотен до нескольких миллионов бактерий в 1 $см^3$. Среди них часто обнаруживаются болезнетворные бактерии, возбуждающие различные желудочно-кишечные заболевания. Патогенные (болезнетворные) бактерии проникают в подземные воды с естественными выделениями людей и животных. При этом в воду попадают возбудители таких заболеваний, как, например, дизентерия, туляремия, инфекционный гепатит и др. Следует особо подчеркнуть, что некоторые эпидемические заболевания передаются преимущественно через воду. С несомненностью установлено, что при эпидемиях холеры и брюшного тифа, поражавших ранее население многих городов и районов мира, источником инфекции оказывалась недоброкачественная вода.

С целью санитарной оценки питьевой воды проводятся *бактериологические* анализы (ГОСТ 18963—73).

О бактериологическом составе воды судят по трем показателям: 1) по количеству колоний, которые вырастают в питательной среде после прибавления к ней 1 $см^3$ исследуемой воды (посева); 2) по коли-титру, который определяется путем посева различных количеств исследуемой воды в специальных средах, т. е. по количеству воды, в которой обнаруживается рост кишечной палочки (бактерии Colis); 3) по коли-индексу, т. е. по количеству кишечных палочек в 1 л воды. Вода считается тем лучше, чем меньше колоний вырастает из 1 $см^3$ воды, чем больше коли-титр (количество воды, которое

приходится на одну кишечную палочку), тем меньше коли-индекс. Сама кишечная палочка безвредна для организма человека, но она, как было сказано выше, часто сопутствует весьма опасным болезнетворным бактериям.

По бактериологическим показателям при централизованном водоснабжении вода, подаваемая в водопроводную сеть, согласно ГОСТ 2874—73, должна соответствовать следующим требованиям и нормам: 1) общее количество бактерий в 1 мг неразбавленной воды не более 100; 2) количество бактерий группы кишечной палочки, определяемой на плотной, элективной среде с применением концентраций бактерий на мембранных фильтрах в 1 л воды (коли-индекс), не более 3 и 3) при использовании жидких сред накопления — коли-титр не менее 300.

Пробы воды, по которым проводятся бактериологические анализы, отбираются в стерильную посуду специалистами-бактериологами; пробы, отобранные не специалистами, обычно показывают повышенное содержание бактерий.

§ 5. СИСТЕМАТИЗАЦИЯ И КЛАССИФИКАЦИЯ ХИМИЧЕСКИХ АНАЛИЗОВ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Разработкой классификации подземных вод по химическому составу занимались и продолжают заниматься советские ученые В. И. Вернадский, С. А. Щукарев, Н. Н. Славянов, Н. И. Толстихин, В. А. Александров, О. А. Алекин, М. Г. Курлов, В. А. Сулин, Г. Н. Каменский, А. М. Овчинников, Л. С. Балашов и др.

Для систематизации химических анализов воды предложены многочисленные классификации, графические методы изображения состава природных вод и формулы. Однако общепринятая (универсальная) классификация химического состава природных вод еще не разработана. Трудность установления (разработки) такой классификации заключается в том, что природная вода является очень сложной многокомпонентной подвижной системой: порода — вода — газ — органическое и живое вещество.

Отсутствие единой классификации исследователи пытаются компенсировать разработкой схем применительно к конкретным группам природных вод или отдельным районам. В связи с этим к настоящему времени предложено значительное количество различных классификационных схем и других методов систематизации анализов природных вод.

Детальная систематизация классификаций природных вод по ионному и компонентному составу, их критический разбор и анализ приводятся в работе В. С. Самариной [4].

Классификации по величине минерализации, общей жесткости, радиоактивности были приведены выше. В данном параграфе рассматриваются лишь отдельные общие гидрохимические классификации, которые полнее отражают природные условия и наиболее широко используются в гидрогеологической практике.

Классификация С. А. Щукарева — Н. Н. Славянова. Весьма удобна для практики химическая классифика-

Таблица 23

Анионы	Катионы						
	Ca^{2+}	$Ca^{2+}+Mg^{2+}$	Mg^{2+}	Na^+, Ca^{2+}	Na^+, Ca^{2+}, Mg^{2+}	Na^+, Mg^{2+}	Na^+
HCO_3^-	1	2	3	4	5	6	7
HCO_3^-, SO_4^{2-}	8	9	10	11	12	13	14
HCO_3^-, SO_4^{2-}, Cl^-	15	16	17	18	19	20	21
HCO_3^-, Cl^-	22	23	24	25	26	27	28
SO_4^{2-}	29	30	31	32	33	34	35
SO_4^{2-}, Cl^-	36	37	38	39	40	41	42
Cl^-	43	44	45	46	47	48	49

ция, предложенная С. А. Щукаревым и несколько видоизмененная Н. Н. Славяновым (табл. 23).

Пересечением горизонтальных рядов катионов и вертикальных рядов анионов можно получить 49 различных классов подземных

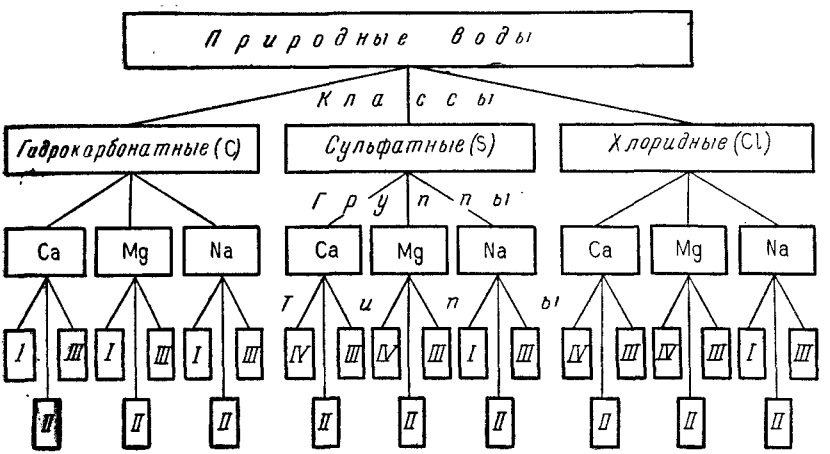


Рис. 51. Схема классификации природных вод по О. А. Алекину

вод. Так, например, к 1-му классу будут относиться широко распространенные в природе пресные воды гидрокарбонатного кальциевого типа, к 33-му сульфатные натриево-кальциево-магниевые воды и т. д.

Классификация О. А. Алекина сочетает принцип деления по преобладающим анионам и катионам с делением по количественному соотношению между ними. За основу взято шесть главных ионов, содержание которых выражено в миллиграмм-эквивалентах (рис. 51).

Все воды делятся по преобладающему аниону на три больших класса: гидрокарбонатные (и карбонатные) ($HCO_3^- + CO_3^{2-}$), сульфатные (SO_4^{2-}) и хлоридные (Cl^-). Класс гидрокарбонатных вод объединяет маломинерализованные воды рек, пресных озер, значительное количество подземных вод и немногие озера с повышенной минерализацией (с содержанием в воде иона CO_3^{2-}). Класс хлоридных вод объединяет минерализованные воды морей, лиманов, реликтовых и материковых озер, подземные воды солончаковых районов, пустынь и полупустынь. Сульфатные воды по распространению и минерализации занимают промежуточное место между гидрокарбонатным и хлоридным классами.

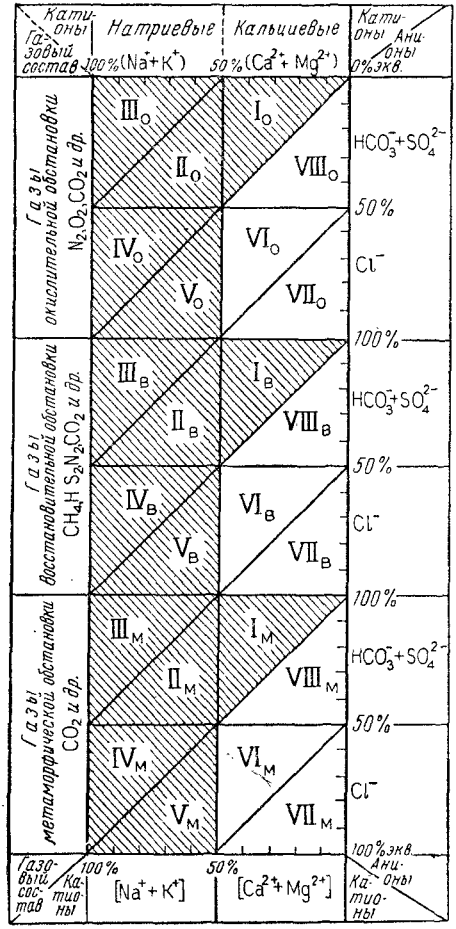


Рис. 52. Гидрогеохимическая система природных вод А. М. Овчинникова. Заштрихованы классы, к которым относятся преимущественно подземные воды

Разделение на классы уточняется дальнейшим делением каждого класса на три группы по преобладанию одного из катионов Ca^{2+}, Mg^{2+}, $Na^+ + K^+$. Каждая группа подразделяется на три типа по соотношению между миллиграмм-эквивалентами ионов. Всего выделено четыре типа.

Первый тип характеризуется соотношением: $HCO_3^- > Ca^{2+} + Mg^{2+}$. Воды этого типа маломинерализованные. Для них показателен избыток ионов HCO_3^- над суммой ионов щелочноземельных металлов.

Второй тип отвечает соотношению: $HCO_3^- < Ca^{2+} + Mg^{2+} < HCO_3^- + SO_4^{2-}$. К этому типу относятся подземные воды, а также воды рек и озер малой и средней минерализации.

Для третьего типа показательно соотношение: $HCO_3^- + SO_4^{2-} < Ca^{2+} + Mg^{2+}$. Воды этого типа сильно минерализованные, смешанные и метаморфизованные. Сюда относятся воды океанов, морей, лиманов, реликтовых водоемов.

Для лучшей дифференциации состава вод третьего типа по предложению Е. В. Посохова проведено подразделение на два подтипа:

IIIа — с соотношением ионов $Cl^- < Na^+ + Mg^{2+}$ и IIIб — с соотношением ионов $Cl^- > Na^+ + Mg^{2+}$ [1].

Четвертый тип характеризуется отсутствием ионов HCO_3^-. Воды этого типа кислые и встречаются только в сульфатном и хлоридном классах, в группах Ca^{2+}, Mg^{2+}, где нет первого типа (см. рис. 51).

Гидрогеологическая система природных вод А. М. Овчинникова строится на сочетании принципов выделения природных обстановок формирования вод по составу газов и классов вод в пределах каждой обстановки по преобладающим компонентам (главным ионам). А. М. Овчинников различает три обстановки формирования вод: окислительную, восстановительную и метаморфическую (рис. 52). В пределах каждой обстановки он выделяет восемь классов по преобладающим компонентам, причем из главных ионов некоторые он объединяет попарно ($Ca^{2+} + Mg^{2+}$, $Na^+ + K^+$, $HCO_3^- + SO_4^{2-}$). Анализы выражаются в эквивалент-процентной форме, сумма анионов и катионов принимается раздельно за 100%. Классы обозначаются римскими цифрами, обстановка формирования — индексами при цифрах (о — окислительная, в — восстановительная, м — метаморфическая).

В каждом квадрате, соответствующем определенной обстановке формирования, найденной по составу газов, по горизонтальной оси откладывается справа налево содержание главных катионов (в %экв). От нуля наносится количество $Na^+ + K^+$. Оставшийся трезок отвечает $Ca^{2+} + Mg^{2+}$. По вертикальной оси сверху вниз откладывается содержание главных анионов, причем от нуля наносится Cl^-. Оставшийся отрезок отвечает $HCO_3^- + SO_4^{2-}$. Квадраты разделены диагональю, которая разграничивает воды с отношением $\frac{Na}{Cl} > 1$ и $\frac{Na}{Cl} < 1$, что позволяет установить появление гидрокарбонатов и сульфатов натрия и хлоридов кальция и магния в водах. Каждый квадрат разделен на восемь треугольников в соответствии с восемью классами, выделенными А. М. Овчинниковым по преобладанию той или иной пары ионов.

Для графического изображения химического состава и систематизации анализов существует несколько способов. Простейшим из них для изображения единичных анализов является график-прямоугольник (рис. 53). График строится в виде двух вертикальных или горизонтальных прямоугольников, на одном из которых в масштабе нанесены %-эквиваленты анионов, на другом — %-эквиваленты катионов в последовательности, определяемой относительной реактивной силой: $K^+, Na^+, Mg^{2+}, Ca^{2+}, Fe^{2+}, Mn^{2+}, H^+$; $NO_3^-, Cl^-, Br^-, I^-, SO_4^{2-}, HCO_3^-, CO_3^{2-}, OH^-$. В полосе между прямоугольниками

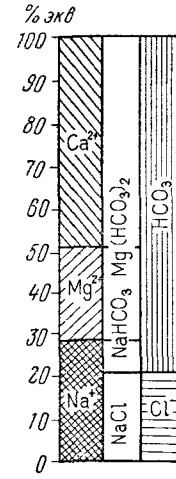


Рис. 53. График-прямоугольник химического состава воды

анионов и катионов количественно отражается наличие гипотетических солей (см. рис. 53).

Графически изображать единичные анализы можно также с помощью круга-диаграммы Н. И. Толстихина (рис. 54). Диаметр круга в масштабе отвечает величине минерализации воды, выраженной в виде сухого остатка или суммы растворенных веществ. Горизонтальной линией круг делится на две части. В верхней части по секторам откладываются в масштабе катионы слева направо в следующем порядке: Ca^{2+}, Mg^{2+} и $Na^+ + K^+$, а в нижней — в том же порядке анионы — $CO_3^{2-} + HCO_3^-$, SO_4^{2-} и Cl^-.

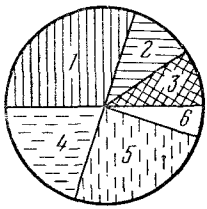


Рис. 54. Круг-диаграмма химического состава природных вод Н. И. Толстихина:
1 — Ca^{2+}; *2* — Mg^{2+}; *3* — $Na^+ + K^+$; *4* — $CO_3^{2-} + HCO_3^-$; *5* — SO_4^{2-}; *6* — Cl^-

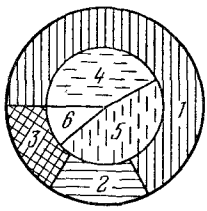


Рис. 55. Круг-диаграмма химического состава вод (концентрическая):
1 — Ca^{2+}; *2* — Mg^{2+}; *3* — $Na^+ + K^+$; *4* — $CO_3^{2-} + HCO_3^-$; *5* — SO_4^{2-}; *6* — Cl^-

В последнее время циклограмму чаще изображают в виде двух концентрических кругов (рис. 55). Во внутреннем откладываются анионы слева направо от горизонтальной линии, последовательно: HCO_3^-, SO_4^{2-}, Cl^-, а во внешнем круге — также слева направо катионы — Ca^{2+}, Mg^{2+}, $Na^+ + K^+$. Диаметр круга в масштабе отвечает величине минерализации воды. Анионы и катионы на обеих циклограммах заштриховывают определенным условным знаком или раскрашивают в различные цвета.

График Н. И. Толстихина. Весьма удобный графический способ для систематизации большого количества химических анализов вод предложил в 1937 г. Н. И. Толстихин (рис. 56).

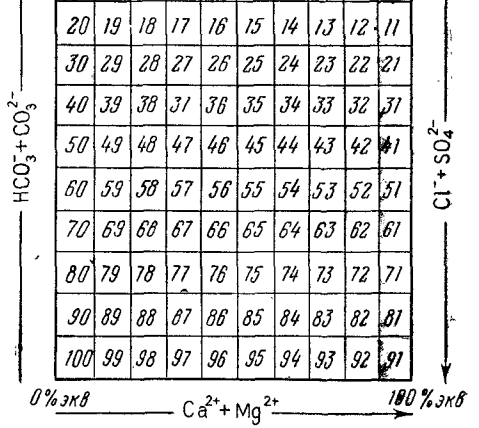


Рис. 56. График-квадрат Н. И. Толстихина

График (см. рис. 56) представляет собой квадрат, каждая сторона которого разделена на 100 равных частей (соответственно 100%экв). По горизонтальным сторонам квадрата наносится количество катионов (в %экв), сверху справа налево $Na^+ + K^+$, снизу слева направо $Ca^{2+} + Mg^{2+}$. По вертикальным сторонам откладывается количество анионов; по левой стороне снизу вверх $HCO_3^- + CO_3^{2-}$, по правой стороне сверху вниз $Cl^- + SO_4^{2-}$.

Каждая точка внутри квадрата имеет четыре координаты, отвечающие содержанию $Na^+ + K^+$, $Ca^{2+} + Mg^{2+}$, $HCO_3^- + CO_3^{2-}$, $Cl^- + SO_4^{2-}$ (в %экв), найденных анализом.

Для нахождения места воды в той или иной части квадрата Н. И. Толстихин предложил пользоваться номером. График-квадрат делится им на 100 мелких квадратиков, каждому из них присвоен определенный порядковый номер.

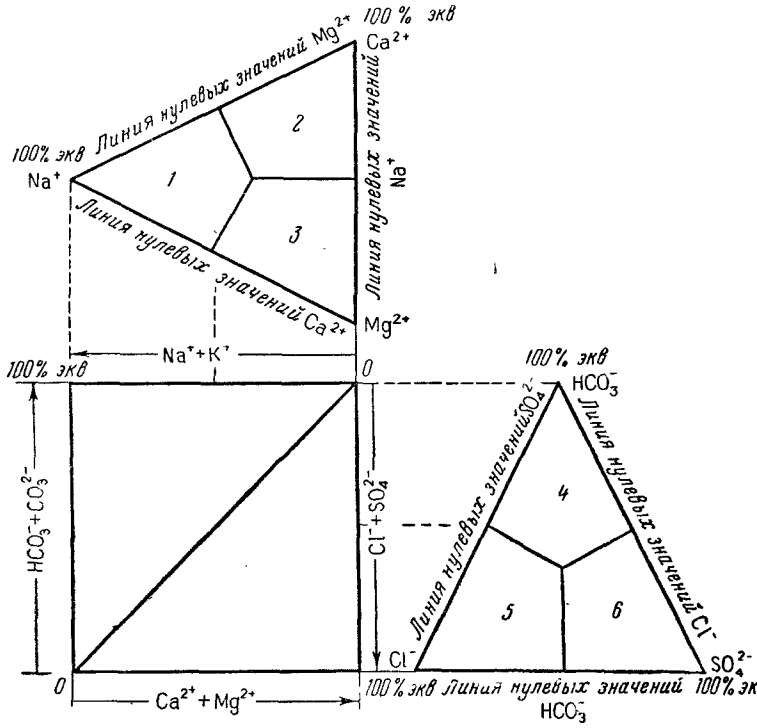


Рис. 57. График-квадрат Н. И. Толстихина, комбинированный с треугольниками Ферре

Недостатком графика Н. И. Толстихина является изображение на нем суммарного содержания $Cl^- + SO_4^{2-}$ и $Ca^{2+} + Mg^{2+}$. Это не позволяет выделять на графике раздельно воды хлоридные и сульфатные, кальциевые и магниевые.

В какой-то степени этот недостаток устраняется на графике Н. И. Толстихина, комбинированном с треугольниками Ферре (рис. 57). На одном из треугольников откладываются содержания анионов, на другом — содержания катионов (в %экв). Точки пересечения прямых, проведенных для Cl^-, SO_4^{2-} и HCO_3^- параллельно нулевым их линиям, соответствуют содержанию всех трех анионов в данной пробе воды. Аналогично наносятся содержания катионов на другом треугольнике.

На практике для обозначения единичных химических анализов широко используется формула М. Г. Курлова.

Формула М. Г. Курлова представляет собой псевдодробь, в числителе которой располагаются анионы (в %экв) в порядке убывания их содержания, а в знаменателе — в таком же порядке катионы.

Ионы, содержание которых менее 10%экв, в формуле не указываются. Слева от формулы проставляются в граммах на 1 л газы, символы специфических элементов и минерализация воды, обозначенная буквой М. Справа от дроби указывают реакцию воды pH, температуру в градусах, расход источника или дебит скважины в метрах кубических в сутки [6].

Запись формулы М. Г. Курлова имеет вид

$$Fe0{,}015CO_2 2M6 \frac{HCO_3 60 Cl 40}{Na 90 Ca 10} pH 6{,}9\ T\ °C\ 25, D150.$$

В наименование состава воды включаются анионы и катионы, содержание которых превышает 25 мг-экв%. Причем М. Г. Курлов предлагал называть воду, ставя анионы, а затем катионы в порядке убывания. В приведенном примере наименование состава выраженной формулой воды будет: железистая, углекислая, гидрокарбонатно-хлоридная натриевая.

В последнее время в формуле показывают все анионы и катионы, содержание которых превышает 1 мг-экв%. Это дает возможность более четко представить условия формирования химического состава подземных вод. Кроме того, по предложению А. М. Овчинникова (1963 г.) и других ученых наименование состава воды рекомендуется проводить, ставя первыми анионы и катионы, находящиеся в подчиненном количестве, и включая только те из них, содержание которых также превышает 25%экв. С учетом этого предложения название воды, состав которой приведен в написанной выше формуле, будет: железистая, углекислая, хлоридно-гидрокарбонатная натриевая.

Один из вариантов изображения химического состава вод в виде формулы предложен И. Ю. Соколовым и назван им «формулой вещественного состава воды» [3].

В формуле вещественного состава воды слева записываются в миллиграммах на литр содержание газов, затем микрокомпонентов, если их количество представляет геохимический интерес. Затем указывается минерализация воды (М), которая записывается в виде дроби: в числителе в весовой форме (в граммах на литр с точностью до одного десятичного знака), в знаменателе в эквивалентной форме (в мг-экв/л) суммы анионов (точность от двух десятичных знаков для пресных вод до целых чисел для рассолов). В псевдодроби записываются в нисходящем порядке все анионы и катионы, содержание которых составляет более 1%экв (с точностью до целых процентов). В правой стороне от формулы проставляются показатели pH, Eh в мВ, перманганатная окисляемость ($O_{мп}$) в мг О/л с точностью целых чисел, а также плотность воды (для соленых вод и рассолов).

На основании изложенного формула вещественного состава воды, например, имеет вид

$$CO_2 1080Fe0{,}002M1{,}0/18{,}42\frac{HCO_3 89SO_4 8Cl2F1}{N55Ca30Mg14K1}\ pH6{,}3,\ Eh+$$

$$+100,\ O_{мп}2,\ T\ ^\circ C\ 40.$$

По мнению И. Ю. Соколова, формула, записанная по рекомендуемому способу, позволяет полнее отразить все важнейшие химические особенности исследуемой воды и при необходимости рассчитать эквивалентное и весовое содержание найденных анализом ионов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алекин О. А. Основы гидрохимии. М., Гидрометеоиздат, 1970. 444 с. с ил.
2. Овчинников А. М. Общая гидрогеология. Изд. 2-е. М., Госгеолтехиздат, 1955. 384 с. с ил.
3. Резников А. А., Муликовская Е. Н., Соколов И. Ю. Методы анализа природных вод. Изд. 3-е. М., «Недра», 1970. 488 с. с ил.
4. Самарина В. С. Систематизация химических классификаций природных вод. — В кн.: Вопросы гидрогеологии и гидрохимии. М., 1966, с. 31—45 с ил.
5. Соколов И. Ю. Таблицы и номограммы для расчета результатов химических анализов природных вод. М., «Недра», 1974. 160 с.
6. Справочное руководство гидрогеолога. Изд. 2-е. Т. 1. Л., «Недра», 1967. 592 с. с ил.

Глава IX

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ВОДЫ И ФОРМИРОВАНИЕ ГИДРОСФЕРЫ НА ЗЕМЛЕ

§ 1. ПРОИСХОЖДЕНИЕ ВОДЫ НА ЗЕМЛЕ И ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ГИДРОСФЕРЫ

Происхождение воды и образования гидросферы неразрывно связано с такой важной проблемой, как происхождение Земли и история ее геологического развития.

Многие исследователи, занимающиеся проблемой образования Земли, единодушно признают, что исходным веществом явилось газово-пылевое облако. Однако одни из них (В. Гольдшмидт, Г. Джеффрис, В. Г. Фесенков и др.) считают, что протопланетное облако было горячим, другие (В. И. Вернадский, О. Ю. Шмидт, Р. Руби, А. П. Виноградов и др.) полагают, что оно было холодным.

Сторонники первоначального огненно-жидкого состояния Земли допускают, что Земля с самого начала имела плотную, насыщенную водяными парами атмосферу, из которой при последующем остывании (до температур ниже критической) выделилась значительная часть воды океанов. Дальнейшее увеличение объема воды в океане происходило на протяжении всей геологической истории в результате вулканической деятельности. Процесс образования земной коры и гидросферы длился около 1 млрд. лет.

Выступая против гипотезы образования Земли из горячего расплава, А. П. Виноградов высказывает убедительные возражения [2, 3]. Если бы расплавленная Земля вначале была окутана тяжелой атмосферой, то пары воды, находящиеся в такой атмосфере, создали бы давление, исчисляемое десятками миллионов паскалей. Газы, подобные HCl, HF и особенно CO_2, обусловили бы парциальное давление в миллионы паскалей. При таких условиях породы Земли, находящиеся в равновесии с атмосферой, должны были бы поглотить значительно большее количество воды и других летучих компонентов, а в породах мантии должно заключаться больше воды, чем наблюдается в настоящее время (изверженные породы содержат H_2O менее 1%). Наконец, в составе современной атмосферы должно было бы сохраниться огромное количество инертных газов — Ne, He, Ar, Kr, Xe, H_2 космического происхождения от «первичной» атмосферы. Но в современной атмосфере, как известно, содержится небольшое количество нейтральных тяжелых газов. В составе наиболее древних горных пород, в их структуре, не находится даже следов от первичного состояния огненно-жидкой Земли.

В настоящее время большинство исследователей (В. А. Соколов, 1966; А. А. Сауков, 1975; Б. Мейсон, 1971; В. Ф. Дерпгольц, 1971; А. И. Тугаринов, 1973 и др.) по вопросу образования атмосферы и гидросферы Земли разделяют точку зрения А. П. Виноградова,

высказанную им впервые в 1959 г. Выдвигаются также другие гипотезы о генезисе гидросферы Земли [15].

А. П. Виноградов считает, что первичным веществом Земли было вещество, подобное каменным (или железо-каменным) метеоритам, в которых содержится в среднем около 0,5—1% воды. На ранней стадии развития Земли ($4{,}7 \cdot 10^9$ лет назад) произошло разогревание холодного вещества Земли в результате тепла, выделившегося при адиабатическом сжатии и радиоактивном распаде элементов. Энергия радиоактивного распада на заре истории Земли в 8—9 раз превышала нынешнее ее количество [2, 3].

Под влиянием разогревания Земли происходил односторонний, направленный процесс дифференциации ее на оболочки. Механизм этого грандиозного процесса выплавления и дегазации мантии А. П. Виноградовым был воспроизведен экспериментально при помощи так называемого зонного плавления. В результате такого плавления и дегазации мантии по механизму зонного выплавления на поверхность Земли поступали не легкие вещества, а легкоплавкие: базальтовая магма, содержащая воду и растворенные газы. Земля никогда не была полностью расплавлена, т. е. процесс расплавления и дегазации мантии не носил катастрофического характера. Однако дегазация недр Земли не была равномерной, а подчинялась общему тектоническому ритму Земли.

Данные о распределении легколетучих веществ в разных оболочках Земли дали основание А. П. Виноградову сделать важный вывод о том, что только вещество мантии могло обеспечить поступление на поверхность Земли соответствующего количества легколетучих компонентов.

Ни осадочные породы литосферы, ни земная кора в целом не могли бы являться основным источником воды, так как вся масса литосферы равна $2{,}4 \cdot 10^{25}$ г, т. е. соизмерима с массой воды на поверхности Земли ($1{,}5 \cdot 10^{24}$ г) [2].

Образование гидросферы и атмосферы явилось результатом выплавления и дегазации вещества мантии.

В какой-то период в истории Земли на ее поверхности было относительно небольшое количество жидкой воды. Затем небольшой по объему и неглубокий океан увеличивался и приобрел современные размеры и границы.

В формировании солевой массы А. П. Виноградов выделяет три стадии: раннюю в период отсутствия биосферы (глубокий архей); время становления биосферы (конец архея — палеозой); современный океан (с палеозоя до наших дней) [3].

Дегазация вулканических кислых продуктов и воды является наиболее специфическим процессом, обусловившим формирование солевой массы древнего океана. Анионная часть солей океана возникла из продуктов дегазации вулканов, а катионная — за счет разрушения горных пород.

В связи с изложенным необходимо напомнить, что современное дно океанов (Атлантический, Тихий) покрыто многочисленными конусами потухших вулканов.

В первичную атмосферу (когда еще не было кислорода) поступали следующие вещества: пары H_2O, CH_4, NH_3, CO_2, CO, S, H_2S, H_3BO_3 и HCl, HF, HBr, HI (вероятно, также Se, Te, As). В начальный период существования Земли воды гидросферы были кислые, так как в процессе конденсации паров воды увлекались газы HCl, HF и др. По мере привноса воды вулканами пропорционально выносились с H_2O и кислые дымы.

Источником всех перечисленных соединений углерода был рассеянный в базальтовых и других породах графит.

Кислорода в атмосфере в то время еще не было, только небольшое количество его могло образоваться в высоких слоях атмосферы из парообразной воды, которая под действием ультрафиолетового излучения солнца разлагалась с образованием свободного кислорода.

На этом фоне формируется первичный состав солевой массы океана. С увеличением объема поступающей воды возрастало поступление газовых эманаций, а в связи с этим росло и количество солей в океане. Общая концентрация солей мало отличалась от современной.

Катионный состав солевой массы океана был отличен от состава солевой массы современного океана, так как разрушению в далеком прошлом подвергались главным образом основные и ультраосновные породы. Преобладание натрия над калием в океанической воде было еще большим, чем в современном океане. Воды океана не были насыщены $CaCO_3$ [3].

Значительные изменения в составе атмосферы и океана произошли на границе катархея и архея (около $3{,}5 \cdot 10^9$ лет назад). Косвенными признаками изменений в атмосфере является наличие в породах карбонизированного органического вещества, биогенных карбонатов, окисленных железных руд, джеспилитов, отпечатков простейших организмов в древних осадочных породах (возраст $2{,}0—2{,}7 \times \times 10^9$ лет). Суть изменений в атмосфере, на поверхности Земли и в океане заключалась в постепенной смене восстановительных условий окислительными. Единственным источником образования кислорода явились фотохимические реакции с H_2O и CO_2 в верхней атмосфере.

Уровень содержания кислорода в атмосфере Земли в то время составлял не более 0,1 по сравнению с современной атмосферой; содержание азота было очень незначительным. Углерод, вероятно, находился преимущественно в виде CH_4, CO, CO_2.

В связи с тем, что кислорода в атмосфере было очень мало и преимущественно он расходовался на процессы окисления, озоновый экран не мог сформироваться. В таких условиях Земля подвергалась достаточно интенсивной космической и ультрафиолетовой радиации Солнца. Изобилующие над огромной поверхностью океана соединения типа CH_4, NH_3, H_2, H_2S, CO_2, H_2O и др. могли послужить основой для образования сложных органических соединений углеводородов (как в углистых хондритах).

На базе подобных органических соединений под экраном определенного слоя воды в океане развивались простейшие организмы

с ферментативным механизмом питания. На континентах жизни пока не было (сдерживало отсутствие озонного экрана).

Появление в водах океана органических сложных соединений, а затем и простейших организмов привело, по мнению А. П. Виноградова, к первому глубокому перевороту в составе вод океана и в процессах, происходивших в нем [3].

Появление органических веществ изменило геологические процессы, формирование солевой массы океана и донных отложений.

Вслед за появлением органического вещества, а затем анаэробной жизни в архее произошли следующие крупные изменения в составе океанической воды и в океанических реакциях. Это связано с возникновением восстановления H_2O в процессе жизнедеятельности простейших организмов и освобождением свободного кислорода. В результате изменилось равновесие в атмосфере и океане и сформировались новая окислительная биосфера и современная азотно-кислородная атмосфера.

Продукты дегазации мантии: NH_3, CH_4, CO, S и т. д. подверглись окислению. В результате окисления NH_3 появился свободный азот.

Накопление фотосинтетического кислорода в атмосфере привело к образованию озонного экрана, что способствовало появлению и развитию жизни на суше. В результате образования мощной воздушной оболочки планеты прекратился радиогенный и фотогенный синтез сложных органических соединений.

Окисление соединений CO, CH_4 и др. увеличило содержание CO_2 в атмосфере и в воде океанов. Это привело (примерно с раннего палеозоя) к бикарбонат-карбонатному равновесию, обеспечивающему стабильность состава вод океана.

Окисление S, H_2S, SO_2 до сульфатов также способствовало изменению состава океанического раствора, вода в океане стала преимущественно хлоридно-сульфатной.

С появлением жизни на суше изменились процессы выветривания, под влиянием кислот CO_2 они проявлялись интенсивнее, биосфера стала одной из динамических оболочек земного шара. В результате фотосинтеза растений кислород в атмосфере в настоящее время возобновляется в 2000—3000 лет, CO_2 (при современном ее содержании) в 350—500 лет, а вся вода в океане проходит через фотосинтезирующие растения в течение нескольких миллионов лет [3].

Возникновение жизни на Земле, образование современной атмосферы, расчленение земной коры на относительно устойчивые платформенные и геосинклинальные области обусловили около 3,0—2,5 млрд. лет назад появление пресной воды и формирование большого круговорота воды на земном шаре.

Таким образом, по мнению большинства исследователей, гидросфера на Земле могла образоваться только в результате дегазации вещества мантии. В ранний период развития Земли гидросфера претерпела сложную эволюцию как по количеству воды, так и по ее составу. Современный океан без заметных изменений состава воды существует, вероятно, с раннего палеозоя.

С начала возникновения большого круговорота воды на земном шаре наряду с солеными водами океанов и морей в формировании подземных вод принимают участие пресные воды атмосферных осадков; первые из них накапливаются при осадкообразовании в морских бассейнах, а вторые — на суше. В процессе геологического развития континентов их состав претерпевал значительные изменения при взаимодействии воды с горными породами, газами, органическими остатками и живыми организмами при различных температурах и давлениях.

В последнее время к решению вопроса происхождения гидросферы Земли успешно привлекаются данные по изотопному составу природных вод [15].

Обобщения и анализ материалов по изотопному составу вод океанов, горных пород и других природных объектов позволили В. И. Ферронскому высказать заслуживающие внимания возражения против гипотезы «холодного» начала Земли и образования воды на Земле за счет дегазации мантии. Он предлагает свою гипотезу образования гидросферы Земли [15].

Следовательно, в настоящее время однозначно решить вопрос о происхождении воды на Земле и формировании гидросферы пока не представляется возможным.

§ 2. ТЕОРИИ ПРОИСХОЖДЕНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Развитие знаний о происхождении, количестве и круговороте воды на Земле детально рассмотрены в работе И. А. Федосеева [14].

Древние философы и натуралисты не имели даже приблизительного понятия об объеме атмосферы Земли, о водяных парах, составе воздуха и воды океанов, морей и подземных вод. Однако они настойчиво пытались объяснить многие природные явления, в том числе и происхождение подземных вод.

По поводу наследства древних философов в познании вод В. И. Вернадский отмечал, что в огромной литературе тысячелетий несомненно находятся корни многих современных представлений [1].

Древними философами и натуралистами были выдвинуты различные теории происхождения подземных вод, которые в современной интерпретации называют: 1) инфильтрационной, 2) конденсационной, 3) седиментационной и 4) ювенильной.

Инфильтрационная теория. Инфильтрационная теория происхождения подземных вод возникла одной из первых. Первое ее изложение относится к I в. до н. э. (Марк Витрувий Поллио).

В XVII—XVIII вв. она была поддержана и научно обоснована П. Перро, Э. Мариоттом, Э. Галлеем, А. Валлисниери, М. В. Ломоносовым и др.

Великий русский ученый М. В. Ломоносов (XVIII в.) писал об образовании подземных вод за счет инфильтрации атмосферных

осадков: «...что в рудники и жилы воды из гор самих с минералами вытекают, то явствует из § 68 и далее; чтож оная вода верховая от дождей, то изведали сами рудокопы, кои уверяют, что в сухие и бездождевые годы минеральные воды в рудниках не так одолевают, как в дождливые» [6].

Таким образом, Ломоносов по существу высказал мысль о питании подземных вод за счет поглощения (инфильтрации) атмосферных осадков и увязал это явление с геологическими процессами, протекающими в «слоях земных». Он утверждал, что атмосферная вода «...глубоко в Землю проницая, выводит с ключевою водою глубоко потаенные минералы».

Суть этой теории заключается в том, что подземная вода формируется путем проникновения (инфильтрации) в глубь Земли дождевых и талых вод. Разнообразие химического состава вод объяснялось растворением и выщелачиванием горных пород.

В настоящее время инфильтрационная теория признается наиболее достоверной в отношении происхождения и формирования большинства пресных и некоторых типов минеральных вод.

К о н д е н с а ц и о н н а я т е о р и я. В IV в. до н. э. древнегреческий философ Аристотель высказал мнение, что хотя источником всех вод на Земле является влага атмосферы, питание рек происходит двояким путем: во-первых, дождевыми водами, которые в большем количестве выпадают в горах, во-вторых, и главным образом водами, которые образуются в многочисленных земных холодных пустотах в результате конденсации в них паров воды из воздуха, поступающего из атмосферы. Таким образом, он (Аристотель) явился родоначальником конденсационной теории.

В XIX в. (1877 г.) эту теорию особенно горячо пропагандировали О. Фольгер и его сторонники. Он утверждал, что в холодных пористых породах верхних слоев Земли происходит конденсация (сгущение) водяных паров воздуха, которая в итоге приводит к накапливанию подземных вод.

По теории Фольгера, процесс конденсации протекает следующим образом. Атмосферный воздух, содержащий водяные пары, проникает в поры почвы и нижележащих слоев горных пород и, соприкасаясь там с более холодной поверхностью частиц, отдает им часть своей влаги. Таким образом, на частицах пород происходит конденсация водяных паров воздуха, подобная росе, осаждающейся по утрам на охлажденной поверхности Земли.

Гипотеза Фольгера имела много слабых сторон. В частности, при конденсации, как известно, выделяется тепло, которое уже через сравнительно короткое время должно повысить температуру пород зоны аэрации настолько, что дальнейшая конденсация станет невозможной. Подсчитано, что для образования столба воды высотой всего 2 мм необходимо, чтобы каждые полусутки (12 ч) через 1 м^2 поверхности земли проходило 1000 м^3 воздуха, а в течение других полусуток возвращался в атмосферу. Следовательно, линейная скорость движения воздуха должна быть 83,3 м/ч. Такого активного воздухообмена между атмосферой и породами зоны аэрации нигде

никто еще не наблюдал. Были и другие серьезные возражения против гипотезы Фольгера, которая имела умозрительный характер и не была подтверждена опытами.

Только русский ученый А. Ф. Лебедев в результате широко поставленных экспериментальных работ и наблюдений на опытном поле (1907—1919 гг.) доказал возможность конденсации водяных паров воздуха в порах горных пород [5]. Принципиальным отличием доказательства Лебедева от гипотезы Фольгера является правильный анализ причин, вызывающих конденсацию влаги. А. Ф. Лебедев объясняет этот процесс разностью упругости водяных паров атмосферного и почвенного воздуха или водяных паров, находящихся в различных слоях зоны аэрации; разностью, вызывающей перемещение водяного пара из пространства с большей упругостью в пространство с меньшей упругостью. Такое передвижение влаги при относительной влажности воздуха, равной 100%, приводит к ее конденсации на поверхности частиц горной породы.

Упругость водяных паров, насыщающих воздух, как известно, увеличивается с повышением температуры. В зимнее время верхние слои почвы имеют более низкую температуру, чем нижние, поэтому водяные пары зимой поднимаются снизу вверх, увеличивая влажность почвенного слоя. А. Ф. Лебедев подсчитал, что за холодный период года почва получает дополнительное питание за счет передвижения водяных паров снизу в виде слоя воды высотой до 66—80 мм. В теплый летний период передвижение водяных паров происходит сверху вниз, поскольку летом почва получает большое количество солнечной энергии и с поверхности сильно прогревается. В Центральных Каракумах, например, в июле температура поверхности почвы в отдельные дни достигает 70° С.

К аналогичным выводам пришел Ф. П. Саваренский, проводивший опытные работы в Муганской степи [8].

Теория А. Ф. Лебедева, основанная на большом числе хорошо организованных и тщательно проведенных лабораторных и полевых исследований, внесла много нового в вопрос о процессах перемещения и накопления влаги в почвах и горных породах. Однако в выводах А. Ф. Лебедева все же остаются некоторые недоказанные положения.

Как уже было отмечено, в настоящее время в результате длительных исследований и многочисленных наблюдений можно считать установленным, что основным видом питания подземных вод, находящихся в зоне активного водообмена, является инфильтрация атмосферных осадков.

В районах с малым количеством атмосферных осадков существенное значение на питание подземных вод может оказывать конденсация.

О величине конденсационного питания подземных вод имеются ценные сведения в работе В. Н. Чубарова. Так, для некоторых районов пустыни Каракум в котловинах заросших песков расчетом установлена величина конденсации, равная 17,8 мм в год [16].

На участке гидрогеологической станции «Феофания», организованной в лесостепной зоне Украинской ССР, К. Д. Ткаченко при тщательном изучении процесса конденсации влаги удалось определить раздельно как конденсацию, происходящую за счет паров воды, проникающих из атмосферного воздуха, так и конденсацию формирующегося за счет паров почвенного воздуха. Многочисленными исследованиями в климатических условиях названной станции установлено, что за период с мая по октябрь конденсация составила 13,56 мм. Эта конденсация происходит только в верхнем слое почвы мощностью 10 см, и она не оказывает существенного влияния на увлажнение почвы.

В последние годы большинство исследователей конденсационную теорию рассматривают совместно с инфильтрационной, поскольку влага при этих видах питания имеет атмосферный генезис.

Седиментационная теория. Эта теория так же, как и инфильтрационная, зародилась в глубокой древности, когда пытались установить прямую связь между водами океанов, морей и подземными водами. Инфильтрационная теория не могла объяснить происхождения высокоминерализованных вод и рассолов глубоких слоев осадочных толщ.

В первоначальной формулировке по этой теории предполагалось, что высокоминерализованные воды в породах являются остаточными (реликтами) водами древних морей, которые образовались одновременно с отложением осадков в морских бассейнах и сохранившие свой состав в неизменном виде до настоящего времени.

В такой упрощенной форме происхождения подземных вод эта теория называлась реликтовой, или погребенной. Подобные представления на происхождение и формирование соленых вод оказались вскоре в явном противоречии с данными геологической истории формирования осадочных образований, а также и с гидрогеологическими и гидрогеохимическими фактами.

Среди русских и советских геологов и гидрогеологов в отношении возможности сохранения вод древних морей в осадочных толщах и участии их в формировании соленых вод и рассолов существуют различные точки зрения. Большинство исследователей (Н. И. Андрусов, В. И. Вернадский, А. Д. Архангельский, Н. К. Игнатович, А. Н. Бунеев, Г. Н. Каменский, К. И. Маков, А. М. Овчинников и др.) считают вполне возможным сохранение в определенных естественных условиях на больших глубинах измененных при высоких давлениях и температурах соленых вод морского генезиса. Они полагают, что в природных условиях широко распространены воды морского генезиса, образовавшиеся одновременно с осадконакоплением (сингенетические) или проникшие в ранее сформировавшиеся осадки из морских бассейнов (эпигенетические) и подвергшиеся глубокой метаморфизации в процессе диагенеза осадков. Подобные взгляды исследователей положили начало историко-геологическому направлению в выяснении происхождения соленых вод и рассолов глубокозалегающих осадочных толщ.

Другие концепции формирования соленых вод и рассолов в толщах земной коры в той или иной степени допускают или даже полностью отрицают участие вод морского генезиса в их формировании. Из них необходимо отметить гипотезы внутрипластового испарения (В. А. Сулин, М. Е. Альтовский и др.), фильтрационного эффекта (Д. С. Коржинский и др.), гравитационной дифференциации ионов (К. В. Филатов), трансляционного передвижения ионов (О. Я. Самойлов, Д. С. Соколов) и молекулярно-диффузионного массопереноса (С. И. Смирнов).

Гипотезы внутрипластового испарения и гравитационной дифференциации ионов подверглись резкой критике и в настоящее время считаются несостоятельными. Гипотеза формирования соленых вод в результате фильтрационного эффекта пока не имеет твердого обоснования.

Гипотезы трансляционного движения молекул воды и ионов и особенно молекулярно-диффузионного массопереноса в формировании солености подземных вод и гидрогеохимической зональности артезианских бассейнов заслуживают внимания и дальнейшего изучения [9, 11].

Ювенильная теория. Ювенильная означает юная. Так называют воду, выделяющуюся из магмы и до своего появления на поверхности Земли еще не участвовавшую в общем круговороте воды. Как уже отмечалось, на ранних этапах образования Земли и гидросферы вода явилась результатом дегазации мантии (см. § 1 настоящей главы).

Таким образом, по генезису, основываясь на гипотезе А. П. Виноградова, все воды на Земле являются ювенильными. Однако такое предположение оказалось возможным высказать только в наше время, когда накоплен огромный исследовательский материал. Тем не менее даже в настоящее время этот вопрос нельзя считать окончательно решенным.

В XVI в. Агрикола высказал мысль, что в земной коре могут сгущаться пары воды, идущие снизу с больших глубин. Это предположение в то время не получило развития и поддержки.

В 1902 г. известный австрийский геолог Э. Зюсс выступил с ювенильной теорией происхождения подземных вод. Согласно его последним взглядам образование многих минеральных вод, особенно горячих и газирующих, происходит за счет выделения паров из магмы, которые, конденсируясь в более холодных сферах, поднимаются по глубоким тектоническим трещинам и разломам и появляются на поверхности в виде минеральных источников.

Детальное изучение минеральных и термальных вод (высокотемпературных) источников, проведенное Н. Н. Славяновым, А. М. Овчинниковым, С. И. Набоко и другими исследователями, не подтверждает, однако, ювенильного происхождения глубоких подземных вод. Напротив, многие данные указывают на то, что глубокие термальные и минеральные воды нередко тесно связаны с водами верхней зоны земной коры и имеют атмосферный или морской генезис.

В настоящее время большинство исследователей не отрицают возможность образования какого-то количества ювенильной воды в магматических очагах. Однако доля их в общем балансе подземных вод, по-видимому, незначительна.

Ф. П. Саваренский указывает на другие возможные источники образования подземных вод. Известно, что довольно многие минералы и горные породы содержат в своем составе химически связанную гидратную кристаллизационную воду.

Горные породы и минералы, содержащие химически связанную воду, при изменении физико-химических условий равновесия могут выделить часть воды. Так, горные породы и минералы выделяют воду при тектоническом погружении. При обратном процессе, т. е. при поднятии горных пород в верхние зоны земной коры или, например, при вынесении минеральных соединений на поверхность подземными водами, образуются другие минералы, содержащие химически связанную воду. Следовательно, в недрах земли подземная вода может переходить в связанную воду, которая при соответствующих условиях вновь станет капельно-жидкой и поступит в общий круговорот воды.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вернадский В. И. Избр. соч. «История природных вод». Т. 4. Кн. 2. М., Изд-во АН СССР, 1960. 651 с. с ил.
2. Виноградов А. П. Химическая эволюция Земли. М., Изд-во АН СССР, 1959. 44 с.
3. Виноградов А. П. Введение в геохимию океана. М., «Наука», 1967. 216 с. с ил.
4. Дерпгольц В. Ф. Вода во вселенной. Л., «Недра», 1971. 224 с. с ил.
5. Лебедев А. Ф. Почвенные и грунтовые воды. Изд. 4-е. М., Изд-во АН СССР, 1936. 316 с. с ил.
6. Ломоносов М. В. О слоях земных и другие работы по геологии. М., Госгеолиздат, 1949. 210 с. с ил.
7. Мейсон Б. Основы геохимии. М., «Недра», 1971. 312 с. с ил.
8. Саваренский Ф. П. Гидрогеология. Изд. 2-е. М., ГОНТИ, 1935. 336 с. с ил.
9. Самойлов О. Я., Соколов Д. С. О возможных причинах вертикальной гидрохимической зональности артезианских вод. Отд. хим. наук, № 3. М., Изд-во АН СССР, 1957, с. 257—261.
10. Сауков А. А. Геохимия. М., «Наука», 1975. 480 с. с ил.
11. Смирнов С. И. Происхождение солености подземных вод седиментационных бассейнов. М., «Недра», 1971. 216 с. с ил.
12. Соколов В. А. Геохимия газов земной коры и атмосферы. М., «Недра», 1966. 302 с. с ил.
13. Тугаринов А. И. Общая геохимия. М., Атомиздат, 1973. 288 с. с ил.
14. Федосеев И. А. Развитие знаний о происхождении, количестве и круговороте воды на Земле. М., «Наука», 1967. 136 с. с ил.
15. Феррронский В. И. О происхождении гидросферы Земли по данным изотопного состава воды. — «Водные ресурсы». М., 1974, № 4, с. 21—32.
16. Чубаров В. Н. Питание грунтовых вод песчаной пустыни через зону аэрации. М., «Недра», 1972. 136 с. с ил.

Глава X

ФОРМИРОВАНИЕ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ПОДЗЕМНЫХ ВОД

§ 1. ОСНОВНЫЕ ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

По генезису и условиям формирования химического состава подземных вод в процессе геологического развития земной коры выделяют следующие основные генетические типы (Г. Н. Каменский, А. Н. Семихатов, А. М. Овчинников и др.): 1) атмосферного генезиса (инфильтрационные, воды выщелачивания); 2) морского (седиментационные); 3) магматического (ювенильные); 4) метаморфического (возрожденные, дегидратационные).

Подземные воды атмосферного генезиса образуются за счет инфильтрации атмосферных осадков в горные породы, а также речных, озерных и вод местного поверхностного стока; инфлюации (втекания) названных вод по относительно крупным трещинам и каналам горных пород; поступления паров воды из воздуха в породы с их последующей конденсацией.

К водам атмосферного генезиса относятся также воды, формирующиеся в пресноводных водоемах в процессе осадконакопления. Наибольшее значение в формировании вод атмосферного генезиса принадлежит инфильтрации атмосферных осадков и вод поверхностного стока. Поэтому в дальнейшем для краткости воды атмосферного генезиса будут называться инфильтрационными.

Необходимо отметить, что даже атмосферные осадки содержат растворенные соли и обладают определенным химическим составом. Обычно наиболее высокая минерализация атмосферных осадков существенна для приморских участков суши, засушливых районов (особенно с засоленными почвами), территорий нахождения крупных промышленных предприятий и областей современной вулканической деятельности.

В атмосферных осадках преобладают ионы HCO_3^-, SO_4^{2-}, Cl^-, Ca^{2+}, Mg^{2+} и Na^+. Они поступают в атмосферу за счет привноса ветром солей с моря, развевания пыли, вулканических выделений, загрязнения атмосферы промышленными предприятиями и других источников. Общее количество растворенных веществ в атмосферных осадках редко превышает 100 мг/л, но местами увеличивается до 200 мг/л, например в засушливых районах Нижнего Поволжья. Ветры, дующие с моря, приносят на сушу морские соли, в результате чего возрастает содержание таких ионов, как Cl^-, Na^+, Mg^{2+}. Существенно отметить, что на расстоянии нескольких десятков километров от берега моря содержание морских солей в атмосфере резко снижается [4].

Вдали от моря, в районах с влажным климатом и в высокогорных районах минерализация осадков обычно не превышает 20—30 мг/л, в составе которых преобладают ионы HCO_3^- и Ca^{2+}.

В районах современной вулканической деятельности наблюдаются «кислые дожди» с pH 2,4—2,5 и минерализацией до 250 мг/л (А. П. Виноградов). Следует отметить, что влияние вулканических газов и пыли сказывается только вблизи действующих вулканов.

Химический состав, сходный с атмосферными осадками, имеют речные воды. Большинство рек земного шара характеризуются сравнительно невысокой минерализацией — до 500 мг/л; преобладающими ионами являются HCO_3^- и Ca^{2+}, т. е. воды имеют гидрокарбонатный кальциевый состав или гидрокарбонатный магниево-кальциевый.

Воды атмосферного генезиса, следовательно, формируются в области суши и являются результатом взаимодействия слабоминерализованных атмосферных осадков и вод поверхностного стока с горными породами и содержащимися в них водами. Формирование вод атмосферного генезиса определяется комплексом различно направленных процессов, протекающих в условиях физического и химического выветривания горных пород, почвообразования и жизнедеятельности бактерий. Основными процессами, определяющими химический состав инфильтрационных вод, являются: растворение и выщелачивание горных пород, смешивание вод атмосферного и морского генезиса, выпадение солей, концентрация вод при испарении, коллоидно-химические и микробиологические и другие процессы.

Воды морского генезиса формируются в процессе осадконакопления в океанах, морях, лагунах, диагенеза осадков и их метаморфизации. Следовательно, исходными водами здесь являются воды океанов и морей, состав которых, по С. В. Бруевичу, приводится в табл. 24.

В представленном анализе океанических вод определены только основные компоненты их химического состава. Всего в водах океана в настоящее время обнаружено 75 элементов (А. П. Виноградов, 1967 г.). Очевидно, присутствуют и другие, которые пока невозможно определить существующими аналитическими методами.

В отличие от состава атмосферных осадков и речных вод вода современного океана является хлоридной натриевой с повышенным содержанием ионов сульфата и магния. Несколько иной состав воды имеют лагуны и внутриконтинентальные моря, связь которых с океаном затруднена или совсем закрыта. Воды в таких морях могут быть или опресненными, как, например, Каспийское и Аральское моря, или еще более концентрированными вследствие усыхания бассейна в условиях засушливого климата. Различный исходный состав морских вод несомненно оказывает влияние на формирование химического состава подземных вод в процессе их метаморфизации.

Процесс изменения химического состава океанических и морских вод начинается в илах.

Таблица 24

Ионы и молекулы	Содержание на 1 кг океанической воды		
	г	г-экв	% экв
Cl^-	19,3534	0,54582	90,18
SO_4^{2-}	2,7007	0,05623	9,28
HCO_3^-	0,1427	0,00234	0,38
Br^-	0,0659	0,00083	0,14
F^-	0,0013	0,00007	0,02
H_3BO_3	0,0265	—	—
Сумма анионов	—	0,60529	100,0
Na^+	10,7638	0,46806	77,32
Mg^{2+}	1,2970	0,10666	17,62
Ca^{2+}	0,4080	0,02035	3,36
K^+	0,3875	0,00991	1,64
Sr^{2+}	0,0136	0,00031	0,06
Сумма катионов	—	0,60529	100,00
Сумма ионов	35,160	—	—

Для познания условий преобразования химического состава вод океанов и морей на дне в илах большой интерес представляют исследования, проведенные О. В. Шишкиной, установившей в осадках современных морей и океанов наличие иловых вод следующих трех типов [12]:

1. В пелагических осадках открытого моря, бедных органическим веществом, распространены иловые воды «морского» типа. Морские воды в таких условиях существенно не изменяются ни по площади, ни в вертикальном разрезе на протяжении сотен тысяч и даже миллионов лет. По данным американских исследователей изменения состава морских вод в разрезе не наблюдается до среднего миоцена и даже сеномана (по материалам глубокой скважины в Тихом океане).

2. В прибрежных осадках морей и океанов, на шельфе, в окраинных желобах и впадинах воды в илах интенсивно метаморфизуются и на глубине нескольких метров от поверхности дна полностью преобразуются в хлоридно-щелочные почти бессульфатные воды с минерализацией около 35 г/кг. Они характеризуются высоким щелочным резервом, пониженной концентрацией щелочноземельных металлов, обогащены бромом, иодом, аммонием и другими элементами и соединениями.

3. Во внутриконтинентальных морях с изменяющимся в ходе геологической истории режимом, в частности в четвертичных осадках Черного моря, вскрываются иловые воды хлоридного кальциево-натриевого состава с минерализацией около 15 г/кг, очень низким

отношением $r\frac{Na^+}{Cl^-} = 0{,}4$. Эти воды также обогащены аммонием, иодом, бромом и другими элементами и соединениями. Экспериментально установлено, что ионы хлора перемещаются в результате диффузии от участков с большой концентрацией к участкам с меньшей концентрацией хлора.

Преобразование в осадках современных морских вод в различные по составу щелочные и хлоридные воды имеет большое теоретическое значение и свидетельствует о единстве генезиса широко распространенных в земной коре вод хлоридного кальциево-натриевого состава с иловыми водами внутриконтинентальных морей. Более высокая минерализация подземных вод (рассолов до 200 г/л и более) является, по-видимому, результатом концентрирования вод морского бассейна, предшествующего их захоронению.

В дальнейшем при прогибании бассейнов преобразование вод в нижних частях толщи происходит в условиях уплотнения и диагенезиса иловых осадков. В результате давления перекрывающих осадков илы превращаются в глины и глинистые сланцы. При этом происходит уменьшение пористости пород и выжимание воды при уплотнении в водоем или из глинистых пластов в песчаные. Свободная вода удаляется на относительно небольших глубинах до 200—400 м (В. Д. Ломтадзе, В. Ф. Линецкий). При более глубоком погружении и дальнейшем уплотнении пород выделяются связанные воды, а на глубинах около 3000 м в условиях повышенных температур выделяется кристаллизационная вода. Некоторая часть отжимаемой воды возвращается в водоем, другая заполняет песчаные пласты. В таких природных условиях возникает неравномерное перераспределение гидродинамического давления в пластах и протекают весьма сложные и разнообразные процессы формирования химического состава подземных вод, из которых наибольшее значение имеют физико-химические и микробиологические.

Пути преобразования вод морского генезиса, проникших из океанов, морей, лагун и других водоемов в уже сформировавшиеся породы, а также отжатых из уплотняющихся пород, протекают, вероятно, по-иному. При этом большое значение имеют процессы замещения ранее существовавших в породе вод инфильтрационного генезиса, смешения, катионного обмена и т. д.

В ходе тектонического развития на поднятых участках, вышедших из-под уровня моря, огромное значение имеет процесс вытеснения седиментационных вод морского генезиса инфильтрационными водами атмосферного генезиса.

Подземные воды магматического генезиса — это ювенильные воды, непосредственно выделяющиеся из магматического расплава при вулканической деятельности и внедрении интрузий.

Как уже отмечалось (см. гл. IX), большое количество ювенильных вод, по-видимому, выделялось на ранней стадии формирования Земли при дегазации мантии. В настоящее время выделение ювенильных вод, по мнению большинства исследователей

(А. М. Овчинников, А. И. Германов, В. В. Иванов, С. И. Набоко, Н. И. Хитаров, А. А. Карцев и др.), является незначительным.

Многие ученые (Б. Мейсон и др.) считают, что содержание воды в магме изменяется в пределах 0,5—8%.

Специальные исследования американских гидрогеологов (Д. Уайт и др.) позволили установить, что в областях с интенсивным развитием поствулканических процессов ювенильные воды составляют не более 5—10% всей массы вод фумарол, гейзеров и других термальных источников. В основном же термальные воды являются инфильтрационными, седиментационными или возрожденными.

Подземные воды метаморфического генезиса. Этот тип преимущественно представлен возрожденными (или дегидратационными) водами, т. е. водами, перешедшими из минералов и горных пород в процессе термометаморфизма из связанного состояния (кристаллизационные, цеолитные, гигроскопические) в свободное (переход гипса в ангидрит и т. п.). Возрожденные воды, следовательно, являются вторичными водами. До того, как они оказались в кристаллической решетке или были прочно связаны частицами пород, они участвовали в общем круговороте воды и по своему генезису являлись седиментационными или инфильтрационными. При дегидратации минералов и пород новых молекул воды не возникает.

Наиболее интенсивно возрожденные воды формируются в процессе дегидратации минералов и горных пород в районах современной или сравнительно недавней вулканической деятельности (Камчатка, Курильские острова, Кавказ, Карпаты), а также на больших глубинах в условиях высоких температур и давлений.

Возрожденные воды в момент своего выделения и образования практически лишены растворенных веществ. Затем в процессе взаимодействия с породами и газами в условиях высоких температур и давлений они обогащаются различными компонентами.

Условно к этому типу вод можно отнести также хемогенные воды, т. е. воды, образующиеся в процессе химических реакций. Последние формируются не только в условиях высоких температур и давлений, но и при небольших температурах и давлениях.

Примерами химических реакций с выделением воды являются следующие:

$$Ca(HCO_3)_2 = CaCO_3 + CO_2 + H_2O;$$

$$Mg(HCO_3)_2 = MgCO_3 + CO_2 + H_2O;$$

$$Fe(OH)_2 + 2H_2CO_3 = Fe(HCO_3)_2 + 2H_2O;$$

$$2H_2S + O_2 = 2S + 2H_2O;$$

$$2C_6H_{10}O_5 = C_{11}H_{10}O_3 + CO_2 + 5H_2O.$$

Молекулы воды в процессе реакций не образуют самостоятельных зон скопления, а смешиваются с водами другого генезиса.

Существенно отметить, что в природных условиях в очень больших масштабах происходит смешение вод основных генетических типов.

В области недавних тектонических движений, где глубоко погруженные породы были выведены на поверхность или близко к поверхности, начинаются процессы замещения вод морского генезиса атмосферными; смешанные воды нередко выходят на поверхность в виде источников (родников). Такие воды встречаются во многих местах, в частности на Кавказе, в Карпатах. Смешанные воды широко распространены на платформах в артезианских бассейнах.

§ 2. ФАКТОРЫ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Факторы формирования химического состава подземных вод. Формирование химического состава подземных вод является результатом миграции вещества в земной коре в конкретных геологических условиях. Факторы геохимической миграции были установлены еще академиком А. Е. Ферсманом и в дальнейшем они тщательно и всесторонне изучались многими исследователями [9].

Обычно выделяют две принципиально различные группы факторов геохимической миграции: внутренние и внешние. Такие же подразделения факторов можно принять и применительно к формированию химического состава подземных вод [11].

Внутренние, или физико-химические, факторы связаны с проявлением внутренних свойств атомов, молекул и ионов. К ним относятся: валентность, ионные радиусы, ионные потенциалы, энергия решетки и др. Внутренними факторами обусловлены распространенность элементов в земной коре и существование общих закономерностей в формировании состава подземных вод.

Внешние факторы определяют влияние внешней среды на формирование химического состава подземных вод. К внешним факторам относятся: физико-географические, геотермические, геологические, гидрогеологические, микробиологические и др., детально рассмотренные Е. В. Посоховым [7].

Основная причина процессов миграции вещества в земной коре определяется противоречивым взаимодействием внутренних и внешних факторов.

На исключительную роль в формировании химического состава подземных вод подвижной системы порода — вода — газ — живое вещество впервые указал В. И. Вернадский [2]. Процесс формирования химического состава подземных вод протекает только вследствие нарушений равновесных состояний в этой системе. Наиболее динамическими факторами, приводящими к нарушению относительно равновесной системы порода — вода — газ — живое вещество, являются внешние факторы, особенно тектонические движения и их направленность.

Природные геохимические обстановки формирования подземных вод. В. И. Вернадский писал: «В земной коре нет воды, не заключающей в растворе определенного количества и определенного состава газов. Вода природная не есть вода и не есть раствор химиков и

физико-химиков. Природная вода есть прежде всего равновесие вода ⇄ газы, причем эти газы определенные и немногочисленные» [2]. Газы, растворенные в воде, являются хорошим показателем условий формирования подземных вод. Природная обстановка влияет на ход геохимических процессов и миграцию отдельных элементов в земной коре.

Исследованиями А. М. Овчинникова, А. В. Щербакова, А. И. Перельмана и др. установлены несколько гидрогеохимических обстановок формирования химического состава подземных вод. А. М. Овчинников и др. выделяют три природные обстановки: окислительную, восстановительную и метаморфическую [5].

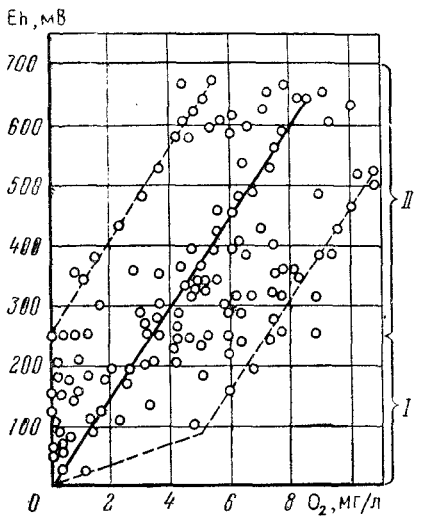


Рис. 58. Зависимость величины окислительно-восстановительного потенциала Eh от содержания кислорода в подземных водах кристаллических пород дорифейской складчатости (по А. В. Щербакову).

I — слабо окислительная обстановка; *II* — резко окислительная обстановка

Окислительная обстановка характеризуется растворенными в воде газами преимущественно атмосферного генезиса: N_2, O_2, CO_2, инертные газы. Они проникают в подземные воды при наличии благоприятных геологических условий вместе с инфильтрационной водой. Свободный кислород является важнейшим окислителем. Содержание его в природных водах изменяется от 0,1 до 15 мг/л.

По данным А. В. Щербакова, в окислительной обстановке величина окислительно-восстановительного потенциала изменяется в зависимости от содержания свободного кислорода; зависимость прямо пропорциональная (рис. 58) [13]. В природных условиях подобная зависимость часто нарушается изменением pH, присутствием реагирующего органического вещества (особенно в нефтегазоносных районах). Несмотря на это, за нижнюю границу резко окислительной среды А. В. Щербаков рекомендует принимать следующие показатели: Eh = +250 мВ при pH = 5,5—8,5; среднее содержание в воде свободного кислорода около 3,5 мг/л. Верхняя граница условно определяется показателями: Eh $\approx$ +1000 мВ при pH $<$ 3 и максимальном содержании свободного кислорода около 5 мг/л.

Окислительная обстановка отмечается преимущественно в верхней части земной коры, на отдельных участках она прослеживается до глубины 1000 м.

Воды окислительной обстановки имеют в основном невысокую общую минерализацию, гидрокарбонатный и сульфатный анионный состав с pH от 2 до 9 (чаще 6—8).

Восстановительная обстановка связана с газами преимущественно биохимического происхождения: CH_4, CO_2, тяжелые углеводороды, N_2, H_2S, H_2, которые являются продуктом биохимических (микробиологических) процессов.

График зависимости величины окислительно-восстановительного потенциала Eh от содержания сероводорода показывает, что при увеличении количества сероводорода в подземных водах значение Eh уменьшается (рис. 59). Существенно отметить, что переход от окислительной обстановки к восстановительной является постепенным (А. В. Щербаков выделяет даже переходную обстановку). По содержанию сероводорода выделяются: слабовосстановительная среда (содержание H_2S 7—10 мг/л, $Eh \approx 0$ мВ); умеренно восстановительная и резко восстановительная среды. Границей между этими средами служит зона с содержанием в водах $H_2S + HS^-$, равным 50 мг/л; этой концентрации сероводорода в водах при pH от 5,5 до 8,5 соответствует $Eh \approx -150$ мВ.

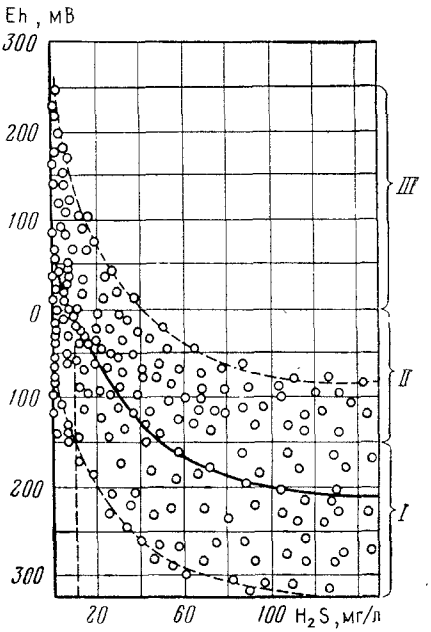


Рис. 59. Зависимость окислительно-восстановительного потенциала Eh от содержания сероводорода в подземных водах осадочных пород альпийской складчатости (по А. В. Щербакову).

I — резко восстановительная обстановка; *II* — умеренно восстановительная обстановка; *III* — окислительно-восстановительная (кислородно-сероводородная) обстановка

Метаморфическая обстановка обусловлена наличием газов главным образом метаморфического генезиса: CO_2, H_2S, H_2, CH_4, CO, N_2, HCl, HF, NH_3, SO_2. Они выделяются из горных пород при воздействии на них высоких температур. Обычно появление газов метаморфического генезиса свойственно областям молодой или современной вулканической и интрузивной деятельности. В таких областях подземные воды оказываются насыщенными углекислым газом, который обычно мигрирует в области развития восстановительной и даже окислительной обстановок.

§ 3. ПРОЦЕССЫ ФОРМИРОВАНИЯ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Природные факторы и гидрогеохимические обстановки обусловливают среду, в которой могут проявляться определенные физико-химические процессы. В зависимости от истории геологического развития той или иной структуры процессы протекают в определенной

последовательности или в различных сочетаниях. Химический состав подземных вод в конкретных условиях является результатом истории гидрогеологического развития той или иной геологической структуры или ее отдельных частей. Необходимо при этом указать на наличие большого количества разнообразных процессов, которые влияют на формирование химического состава подземных вод.

Ниже дается краткое освещение основных процессов, оказывающих решающее влияние на формирование химического состава подземных вод.

Выщелачивание и растворение. Термины «выщелачивание» и «растворение» близки по значению, но связанные с ними процессы различны по своему воздействию, хотя их нередко используют как синонимы. Выщелачиванием обычно называют процесс перехода в раствор какого-либо элемента из минерала без нарушения его кристаллической решетки, а растворением — переход всех элементов, входящих в состав минерала, с разрушением кристаллической решетки.

Выщелачивание осадочных горных пород особенно интенсивно протекает в условиях окислительной обстановки в верхней части земной коры на участках с глубоким расчленением поверхности гидрографической сетью. Выщелачивание и растворение пород преимущественно связаны с инфильтрацией атмосферных осадков и вод местного поверхностного стока. Как уже отмечалось, атмосферные осадки имеют небольшую минерализацию, содержат кислород и углекислоту. Дополнительное количество углекислоты образуется при просачивании воды через почву, где CO_2 возникает при окислении органических веществ. Инфильтрационная вода, содержащая CO_2, является активным растворителем. По мере своего продвижения она обогащается ионами и солями за счет выщелачивания пород.

В процессе выщелачивания в первую очередь в воду переходят легкорастворимые соли NaCl, затем Na_2SO_4, $MgSO_4$, $CaSO_4$, Na_2CO_3 и в последнюю очередь карбонаты кальция и магния.

Для процессов выщелачивания существенное значение имеют литологические особенности пород. Скорость выщелачивания глинистых и песчаных пород весьма различна. Следовательно, при одинаковой длительности процесса выщелачивания в глинистых и песчаных породах будут находиться воды разной минерализации и неодинакового химического состава.

В процессе выщелачивания на состав вод большое влияние оказывает засоленность пород. При наличии в породах NaCl в процессе растворения и выщелачивания образуются воды хлоридного натриевого состава; $Na_2SO_4 \cdot 10H_2O$ — сульфатного натриевого; $CaSO_4 \times \times 2H_2O$ — сульфатного кальциевого.

При внедрении пресных инфильтрационных вод в осадочные породы морского генезиса происходят: вытеснение растворов, заключенных в породах; смешение пресных инфильтрационных вод с водами морского генезиса; выщелачивание и растворение сначала хорошо растворимых, а затем труднорастворимых соединений.

Магматические породы, как правило, недоступны непосредственному выщелачиванию. Они сначала подвергаются сложному и длительному процессу химического выветривания. Например, в алюмосиликатах основным процессом химического выветривания является гидролиз (замещение Na^+ и Ca^{2+} в кристаллической решетке водородными ионами). В дальнейшем в результате воздействия углекислого газа, содержащегося в воде, в нее переходят натрий, алюминий, кремнезем, кальций.

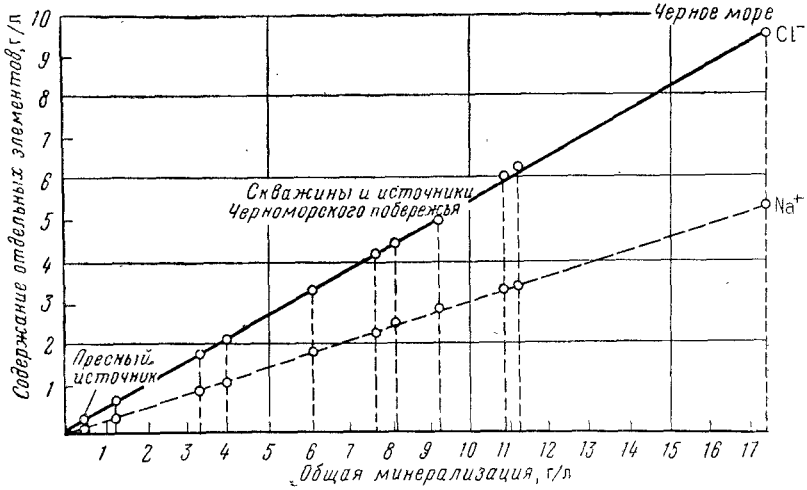


Рис. 60. График смешения вод (по методу А. Н. Огильви)

Выветривание оливина, авгита и роговых обманок идет в направлении образования серпентина, а затем SiO_2 и карбонатов магния В результате под воздействием CO_2 вода обогащается ионами магния и гидрокарбонатным ионом.

В верхней части земной коры на участках скопления сульфидов (пирит Fe_2S, галенит PbS, сфалерит ZnS, халькопирит $CuFeS_2$ и др.) под воздействием воды с наличием растворенного кислорода происходит их окисление. В результате образуются сульфаты металлов, в воде резко снижается pH (от 6,9 до 2,9), накапливается сульфат-ион и повышается содержание железа, меди, свинца и других металлов.

Выщелачивание пород, как правило, сопровождается другими, нередко параллельно идущими процессами, из которых необходимо отметить смешение вод, выпадение солей, концентрирование, диффузию, катионный обмен, микробиологические процессы.

Смешение вод. Смешение вод с различной общей минерализацией и неодинаковым химическим составом в природе имеет широкое распространение. В смешении могут участвовать весьма большие объемы взаимодействующих вод. Преобладающее количество типов природных вод по существу являются сложными смесями вод

различного генезиса и состава. А. Н. Огильви установил, что при смешении двух различных по составу вод (пресной и минеральной) между содержанием отдельных компонентов y и общей минерализацией x существует линейная зависимость вида $y = ax + b$ [6]. Наличие смешения вод А. Н. Огильви предложил устанавливать графоаналитическим методом (рис. 60).

Пусть A и B — объемы смешивающихся вод, P и p — сухие остатки смешивающихся вод в г/л, S и s — содержание отдельных элементов в г/л, x — сухой остаток полученной воды в г/л, y — содержание какого-либо элемента в смешанной воде в г/л. Составим два уравнения:

$$AP + Bp = x(A + B)$$

и

$$AS + Bs = y(A + B).$$

Решив эту систему уравнений, получим:

$$y = \frac{S - s}{P - p}\, x + \frac{Ps - Sp}{P - p}.$$

Если обозначим $(S—s)/(P—p) = a$, $(Ps—Sp)/(P—p) = b$, то получим $y = ax + b$, в котором a — первая производная по x (тангенс угла наклона прямой); b — отрезок, отсекаемый прямой на оси ординат.

Опыты, проведенные Л. С. Балашовым, показали, что вывод А. Н. Огильви о строгом подчинении смешения вод уравнению прямой справедлив лишь в ограниченных пределах даже для примера, когда одной из составляющих вод является слабоминерализованная вода [1]. Вероятной причиной отклонения этого процесса от прямолинейного закона являются садка соли из смешивающихся растворов, переход компонентов твердой фазы в раствор или обменные реакции.

Интенсивное выпадение осадков происходит при смешении вод, содержащих соли-антагонисты (Е. В. Посохов), например $NaHCO_3$ и $CaCl_2$ или Na_2SO_4 и $CaCl_2$. В результате реакций

$$CaCl_2 + 2NaHCO_3 \longrightarrow 2NaCl + \underline{CaCO_3}\downarrow + H_2O + CO_2$$

и

$$CaCl_2 = Na_2SO_4 + 2H_2O \longrightarrow 2NaCl + \underline{CaSO_4 \cdot 2H_2O}\downarrow$$

формируется новая вода, отличная от исходных.

Смешение вод нередко сопровождается выпадением карбонатов кальция, магния, железа, гипса, кремнезема.

Следовательно, смешение вод является сложным физико-химическим процессом, который в каждом конкретном примере требует глубокого анализа.

Выпадение солей из воды. Выше отмечалось, что при смешении вод различного состава происходит выпадение солей в осадок и образуются воды, которые резко отличаются от исходных. Выпадение солей в осадок также имеет место при изменении термо-

динамических условий, так как при этом обязательно происходит нарушение гидрогеохимического равновесия между основными компонентами системы. Некоторые вещества оказываются в количествах, превышающих произведения их растворимости.

Выпадение солей осуществляется при уменьшении концентрации растворенного в воде газа. Например, при выходе на поверхность углекислых нарзанов, т. е. вод гидрокарбонатного кальциевого состава, выделяется CO_2, в системе нарушается равновесие и в осадок начинает выпадать карбонат кальция или магния:

$$Ca(HCO_3)_2 = \underset{\downarrow}{CaCO_3} + H_2O + CO_2$$

и

$$Mg(HCO_3)_2 = \underset{\downarrow}{MgCO_3} + H_2O + CO_2.$$

Таким путем на некоторых площадях образуются травертины — известковые туфы.

Процесс выпадения солей обычно протекает до установления гидрогеохимического равновесия.

Концентрирование воды. Концентрирование воды заключается в увеличении количества хорошо растворимых в них веществ в результате расходования чистой воды на испарение, транспирацию или промораживание.

Формирование вод различного химического состава зависит от состава исходной воды, подвергшейся выпариванию, и степени ее концентрирования. От этих показателей зависят состав и последовательность выпадающих в осадок минеральных соединений.

При выпаривании морской воды одним из первых минералов выделяется кальцит ($CaCO_3$), затем гипс ($CaSO_4 \cdot 2H_2O$), галит ($NaCl$), эпсомит ($MgSO_4 \cdot 7H_2O$), гексагидрит ($MgSO_4 \cdot 6H_2O$). При дальнейшем концентрировании рассола начинает выделяться карналлит ($MgCl_2 \cdot KCl \cdot 6H_2O$) совместно с гексагидритом, а затем бишофит ($MgCl_2 \cdot 6H_2O$). При этом состав воды изменяется от хлоридного натриевого до хлоридного натриево-магниевого и хлоридного магниевого.

Непосредственное концентрирование подземных вод путем испарения широко распространено в условиях засушливого климата при неглубоком залегании уровня грунтовых вод (менее 3 м). Испарение грунтовых вод происходит с поверхности капиллярной каймы. В результате вода испаряется, а воднорастворимые соли остаются и накапливаются в почве, породах зоны аэрации и грунтовых водах. При этом процессе происходит постепенное засоление земель.

Увеличение минерализации грунтовых вод под влиянием испарения сопровождается выпадением солей, катионным обменом и другими природными явлениями, приводящими в итоге к формированию подземных вод разнообразного состава. Такие воды Г. Н. Каменский назвал водами континентального засоления.

Возрастание минерализации неглубоко залегающих грунтовых вод установлено также в результате транспирации воды растениями

(потребление воды растениями при их росте с последующим испарением ее в атмосферу через листья). Расходуя путем транспирации огромное количество влаги, растения понижают уровень грунтовых вод. В связи с избирательным поглощением ионов корневой системы растений нередко изменяются pH и химический состав грунтовых вод. Наиболее отчетливо влияние транспирации растений на изменение общей минерализации и химического состава грунтовых вод отмечается в условиях аридного климата.

Концентрирование воды происходит также и в результате ее вымораживания. Экспериментальные исследования вымораживания морской воды (К. Рингер, К. Э. Гиттерман, В. Ф. Королев и др.) показали, что при охлаждении морской воды ниже —1,8° С происходят интенсивное образование льда и концентрирование воды, приводящее при температуре —8,2° С к насыщению раствора сернокислым натрием, который выделяется в твердую фазу в виде глауберовой соли; при температуре —23° С начинается кристаллизация хлористого натрия; при температуре около —36° С выделяется хлористый магний и раствор насыщается хлористым калием; при температуре —55° С раствор насыщается хлористым кальцием. Ниже этой температуры весь раствор переходит в твердую фазу.

Возрастание общей минерализации подземных вод при их вымораживании отмечается в зимнее время в северных районах в неглубоко залегающих водоносных горизонтах, расположенных в пределах зоны колебания сезонных температур, а также на Северо-Востоке СССР в области распространения многолетнемерзлых пород.

Диффузия. Под диффузией понимают перемещение вещества в какой-либо среде в направлении убывания его концентрации, обусловленное тепловым движением молекул. Диффузия приводит к выравниванию содержания растворенного вещества по всему объему системы. Движение частиц происходит под влиянием градиента концентраций от мест большего содержания веществ к участкам меньшего содержания.

В результате диффузии в естественных условиях происходит процесс выравнивания концентраций подземных вод, а также диффузионное рассоление пород и засоление вод.

Диффузия является широко распространенным в природе процессом в газах, жидкостях и твердых телах.

Роль молекулярной диффузии в формировании минерализации и химического состава подземных вод в гидрогеологии оценивается по-разному. Многие исследователи (А. П. Виноградов, Г. Н. Каменский, Е. В. Посохов, П. А. Крюков и др.) не придают большого значения в формировании подземных вод процессам диффузии. А. П. Виноградов (1967) полагает, что малая скорость диффузионных процессов даже в масштабах геологического времени не может обеспечить перенос значительных масс вещества на ощутимые расстояния. Некоторые же исследователи (В. А. Приклонский, Н. А. Огильви, Н. А. Окнина, Н. П. Затенацкая и др.) уделяют большое внимание процессам диффузии в формировании минерализации и состава подземных вод. Исключительно большую роль

молекулярной диффузии в происхождении солености подземных вод отводит С. И. Смирнов [10].

В целом, как уже отмечалось, процессы диффузии заслуживают самого пристального внимания и дальнейшего их изучения.

Катионный обмен. Катионный обмен связан с физико-химической поглотительной способностью тонкодисперсных пород (глины, суглинки) с диаметром частиц менее 0,02 мм. Изучению этого процесса много внимания уделил русский ученый К. К. Гедройц. Совокупность органо-минеральных коллоидных частиц, обладающих поглотительной способностью, К. К. Гедройц назвал поглощающим комплексом.

Общее количество ионов, способных к обмену, характеризует емкость поглощения. Она оказывается различной даже для одного и того же иона, находящегося в различных условиях, на нее оказывают влияние pH раствора, природа иона, концентрация иона в растворе.

Обменное поглощение происходит следующим образом: коллоиды тонкодисперсных пород заряжены отрицательно и имеют на своей поверхности в качестве компенсирующих ионов те или иные катионы. Эти катионы способны обмениваться на катионы соприкасающегося с породой раствора. Характерной особенностью этого процесса является то, что обменные реакции протекают на поверхности частиц.

В качестве обменных катионов на поверхности частиц находятся Ca^{2+}, Mg^{2+}, K^+, Na^+, H^+, NH_4^+ и др. Однако в значительных количествах встречаются только катионы Ca^{2+}, Mg^{2+}, H^+ и Na^+.

Поглощение, или адсорбция, катионов породой при прочих равных природных условиях зависит от их валентности. Чем выше валентность катиона, тем сильнее он поглощается глинистой породой. В порядке понижения энергии поглощения обменные катионы составляют следующий ряд: H^+, Ca^{2+}, Mg^{2+}, NH_4^+, K^+, Na^+.

Скорость обменных реакций очень велика. Обменные реакции иногда доходят до равновесия через промежуток времени, исчисляемый несколькими сутками. При низкой влажности пород реакции протекают не так быстро, как в суспензии.

Влияние катионного обмена на состав природных вод опытным путем изучалось многими исследователями (А. Н. Бунеев, М. Г. Валяшко, Н. В. Тагеева, А. И. Силин-Бекчурин, В. А. Ковда, О. В. Шишкина и др.).

Результаты многочисленных экспериментов свидетельствуют о том, что катионный обмен приобретает ведущее значение в условиях широкого распространения глинистых и суглинистых отложений и проявляется при смене вод различных генетических типов, резких изменений минерализации и химического состава подземных вод на конкретном участке, независимо от факторов, их вызвавших.

Обычно на суше в верхней части земной коры устанавливается равновесие между водами инфильтрационного генезиса и поглощающим комплексом глинистых осадков, причем в последнем из обменных катионов, как правило, преобладает Ca^{2+}. В морских бассейнах

между водой и поглощающим комплексом осадков, в котором преобладает Na^+, также существует равновесие.

В период трансгрессий моря, так же как и в прибрежных частях внутриконтинентальных морей, с суши поступают воды атмосферного генезиса и выносится огромное количество тонкодисперсного материала, в поглощающем комплексе которого преобладает Ca^{2+}. В результате протекает обменная реакция по схеме

$$2NaCl + \underset{(адсорб)}{Ca^{2+}} \longrightarrow CaCl_2 + \underset{(адсорб)}{Na^+}.$$

При этом процессе вода обогащается ионами кальция; количество же натрия уменьшается.

При регрессии моря развивается иной ход процесса метаморфизации морской воды. Воды суши, богатые, как правило, ионами Ca^{2+}, на недавно освободившихся от моря территориях вступают во взаимодействие с морскими глинистыми осадками, в поглощающем комплексе которых преобладают Na^+ и Mg^{2+}. Взаимодействие морских осадков с водами суши протекает по схемам (по А. Н. Бупееву):

$$CaSO_4 + \underset{(адсорб)}{Na_2^+} \longrightarrow Na_2SO_4 + \underset{(адсорб)}{Ca^{2+}}$$

и

$$Ca(HCO_3)_2 + \underset{(адсорб)}{Na_2^+} \longrightarrow 2NaHCO_3 + \underset{(адсорб)}{Ca^{2+}}.$$

В результате подобных обменных реакций в конечном итоге наступает равновесие, отвечающее континентальному типу режима. Морские осадки на суше вновь обогащаются кальцием, а вода, стекающая в море, — солями натрия. В водах остаточных морских бассейнов накапливаются ионы натрия, хлора, сульфатов и даже гидрокарбонатов.

В настоящее время подобные гидрогеохимические процессы в широком масштабе совершаются на территории Прикаспийской низменности, которая сравнительно в недавнем геологическом прошлом заливалась водами Хвалынского (теперь Каспийского) моря.

Процессы обменной адсорбции широко проявляются также в ходе замещения седиментационных морских вод пресными инфильтрационными водами, поскольку при этом происходит нарушение гидрогеохимического равновесия, которое до того установилось между породами и водами морского генезиса.

Микробиологические процессы. Микробиологические процессы имеют исключительно большое значение в преобразовании химического состава подземных вод (В. И. Вернадский, Б. Б. Полынов, М. С. Гуревич, С. И. Кузнецов, А. М. Овчинников и др.). В результате жизнедеятельности микроорганизмов происходит преобразование солевого и газового состава воды.

Исследованиями последних лет установлено, что микроорганизмы в земной коре широко распространены; по характеру жизнедеятельности и по специфике их воздействия на химический и газовый

состав подземных вод выделяются широтные и вертикальные зоны [3]. Микроорганизмы способны развиваться как в неглубоких грунтовых водах, так и в водоносных горизонтах, залегающих на больших глубинах (до 4000 м).

Наиболее богато населена бактериями верхняя почвенная зона глубиной от 0,5 до 1,5 м, где жизнедеятельность микроорганизмов протекает в окислительной обстановке (аэробные бактерии). Ниже залегает зона выветривания пород, в которой также существуют многочисленные бактерии; в этой зоне, мощность которой измеряется десятками, а на отдельных площадях сотнями метров, наряду с азробными формами присутствуют анаэробные (жизнедеятельность их протекает в восстановительной среде). Самая нижняя зона по сравнению с верхними отличается бедностью бактериальных форм. В ней преимущественно распространены анаэробные микроорганизмы.

Ниже освещены основные микробиологические процессы, типичные для окислительной и восстановительной обстановок.

В окислительных условиях большую роль выполняют серо- и железобактерии.

Серобактерии способны окислять сероводород и серу до серной кислоты. Окисление сероводорода до серной кислоты происходит по следующей схеме (по С. Н. Виноградскому):

$$2H_2S + O_2 \longrightarrow 2H_2O + S_2$$

и

$$S_2 + 3O_2 + 2H_2O \longrightarrow 2H_2SO_4.$$

Сера временно отлагается в среде этих бактерий, а затем в гумидном климате она окисляется до серной кислоты и выделяется в окружающую среду в виде сульфатов. Обычно в природных условиях серная кислота нейтрализуется карбонатами.

При благоприятных природных условиях серобактерии могут способствовать образованию значительных залежей серы (Дагестан, Средняя Азия).

Железобактерии — аэробные микроорганизмы. Они легко приспособляются к различным условиям природной среды: температуре, pH, солености и т. п. Источником энергии для жизнедеятельности железобактерий является процесс окисления железа (С. И. Виноградский).

Схематически этот процесс можно представить следующим образом:

$$4Fe^{2+} + 8HCO_3^- + O_2 + 2H_2O \longrightarrow 4Fe(OH)_3 + 8CO_2.$$

Таким образом, железобактерии откладывают большие количества гидрата окиси железа, который при дальнейшем окислении переходит в железную руду. Следует указать, что железобактерии способны также отлагать марганец.

В восстановительных условиях протекает жизнедеятельность анаэробных бактерий. Наиболее важными и широко распространенными процессами являются десульфатизация (сульфатредукция) и денитрификация.

Десульфатизация — это процесс биохимического восстановления сульфатов воды. Для жизнедеятельности сульфатредуцирующих бактерий необходимо, чтобы в воде было органическое вещество. Процесс десульфатизации протекает по схеме

$$SO_4^{2-} + 2C + 2H_2O \longrightarrow H_2S + 2HCO_3^-.$$

Из этой реакции видно, что для образования одной молекулы сероводорода расходуется два атома углерода.

В результате десульфатизации из воды выводятся сульфаты, а в воде накапливаются сероводород и гидрокарбонатный ион. В районах нефтяных месторождений изменение химического состава вод в значительной степени зависит от процесса десульфатизации.

Биогенные преобразования воды в результате восстановления сульфатов протекают также в иловых водах океанов и морей. Восстановление сульфатов, обусловленное деятельностью сульфатредуцирующих бактерий, протекает при нормальной температуре, но наиболее интенсивно при температуре 40—50° С, при общей минерализации воды не более 180 г/л.

А. М. Овчинников считает, что многие крупные сероводородные источники эквивалентны нефтяным месторождениям, «съеденным» микробами-десульфатизаторами в течение геологического времени [5].

Денитрификация — микробиологический процесс разложения нитритов (NO_2^-) и нитратов (NO_3^-) подземных вод в восстановительной среде с выделением свободного азота. Процесс восстановления нитратов происходит по схеме

$$2NO_3^- + 3C = N_2 + 3CO_2.$$

Бактерии-денитрификаторы не могут существовать в среде, лишенной органического вещества. Процессы денитрификации протекают при температуре до 65—70° С и при общей минерализации подземных вод до 300 г/л.

Следовательно, в результате микробиологического процесса разложения нитритов и нитратов расходуется органическое вещество; при этом процессе в подземную воду поступают азот и углекислый газ микробиологического генезиса.

Помимо разобранных процессов на формирование химического состава подземных вод определенное влияние оказывают магматические и метаморфические процессы, дегидратация минералов (переход воды из химически связанного состояния в свободное), гидратация минералов (захват воды минералами) и др.

§ 4. КРИТЕРИИ УСТАНОВЛЕНИЯ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

В природных условиях нередко очень трудно определить генезис подземных вод, так как по общей минерализации и составу основных анионов и катионов инфильтрационные воды атмосферного генезиса иногда близки к седиментационным водам морского генезиса. На-

пример, воды выщелачивания и растворения каменной соли имеют общую минерализацию до 300 г/л и хлоридный натриевый состав, т. е. аналогичны глубоким водам смешанного состава или морского генезиса. Однако при более тщательном изучении можно установить по некоторым признакам и существенные различия. К ним относятся особенности микрокомпонентного состава, характер растворенного газа, а также и различия в соотношениях близких по физико-химическим свойствам элементов.

Для установления генезиса и условий формирования подземных вод многие исследователи (А. П. Виноградов, В. А. Сулин, А. Н. Буneев, А. М. Овчинников и др.) важное значение придают коэффициентам пропорциональности: $r\mathrm{Na}/r\mathrm{Cl}$, Cl/Br, Ca/Sr, Br/I и некоторым другим. Причем при вычислении отношения Na/Cl натрий и хлор берутся в мг-экв, на что указывает индекс r; для определения остальных коэффициентов пропорциональности элементы берутся в мг/л.

Большинство коэффициентов являются результатом отношения элементов, близких по физико-химическим свойствам, так как они находятся в одном ряду или в группе периодической системы элементов Д. И. Менделеева.

При сопоставлении коэффициентов пропорциональности за исходные берутся отношения, свойственные для вод океана.

Для океанической воды отношения имеют значения:

$$\frac{r\,\mathrm{Na}}{r\,\mathrm{Cl}} = 0{,}85, \quad \frac{\mathrm{Cl}}{\mathrm{Br}} \approx 300, \quad \frac{\mathrm{Ca}}{\mathrm{Sr}} \approx 33, \quad \frac{\mathrm{Br}}{\mathrm{I}} \approx 1300.$$

В зависимости от вида метаморфизации вод морского генезиса значения коэффициентов существенно колеблются. В значительной степени коэффициенты пропорциональности изменяются при наличии инфильтрационных и седиментационных вод или на участках обогащения подземных вод тем или иным элементом. Так, например, в водах выщелачивания атмосферного генезиса обычно $r\mathrm{Na}/r\mathrm{Cl} > 0{,}85$, преимущественно он изменяется от 1 до 2; $\mathrm{Cl}/\mathrm{Br} > 300$, в том числе и при разрушении залежей каменной соли, а также и для вод внутриконтинентальных морей (для вод Аральского моря отношение Cl/Br изменяется от 2071 до 2187); $\mathrm{Ca}/\mathrm{Sr} \approx 200$.

В седиментационных водах морского генезиса отношение $r\mathrm{Na}/r\mathrm{Cl} < 0{,}85$; $\mathrm{Cl}/\mathrm{Br} < 300$ (например, для седиментационных вод морского генезиса, обогащенных бромом — Дагестан, Краснокамск, Верхне-Чусовские городки и т. д.), $\mathrm{Ca}/\mathrm{Sr} \approx 33$.

Кроме указанных отношений большое значение при установлении генетического типа подземных вод имеет состав растворенных в них газов.

Существенно подчеркнуть, что определить генетический тип подземных вод можно только, использовав комплекс показателей: состав воды, значения коэффициентов пропорциональности, состав растворенных в воде газов.

Учитывая сказанное, для вод, которые располагаются в основном в зоне окислительной обстановки, характерны следующие

показатели: газы N_2, O_2, CO_2 атмосферного генезиса; $rNa/rCl > 0{,}85$, $Cl/Br \gg 300$, $Ca/Sr \approx 200$.

Для седиментации вод, преимущественно залегающих в зоне восстановительной обстановки, показательны газы CH_4, H_2S, N_2, CO_2; $rNa/rCl < 0{,}85$, $Cl/Br \ll 300$, $CaSr \approx 33$.

Подземные воды метаморфического и магматического генезиса в чистом виде не установлены и поэтому изолированно они не изучались. Как уже указывалось, обычно эти воды смешиваются с водами атмосферного или морского генезиса, поэтому для них еще невозможно рекомендовать какие-либо конкретные показатели. Следует только отметить, что для вод этих типов показательными являются сравнительно высокая температура, относительно небольшая минерализация, они насыщены углекислым газом метаморфического генезиса (углекислые термальные воды) или азотом (азотные термы), нередко имеют повышенное содержание кремневой кислоты, мышьяка и бора.

Кроме отмеченных выше показателей основных генетических типов подземных вод в последнее время в практику внедряются перспективные показатели, связанные с изучением стабильных и радиоактивных изотопов в природных водах. В частности, данные по определению изотопных соотношений водорода и кислорода в подземных водах являются надежной основой оценки их генезиса, степени водообмена с поверхностными водами и формирования [8].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Балашов Л. С. Роль смешения подземных вод в формировании их химического состава. — «Труды Лабор. гидрогеол. проблем им. Ф. П. Саваренского». 1961, т. 36, с. 95—109.

2. Вернадский В. И. Избр. соч. «История природных вод». Т. 4. Кн. 2. М., Изд-во АН СССР, 1960. 651 с. с ил.

3. Гуревич М. С. Роль микроорганизмов в формировании химического состава подземных вод. — «Труды Ин-та микробиологии АН СССР», 1961, вып. 9, с. 86—92.

4. Колодяжная А. А. Режим химического состава атмосферных осадков и их метаморфизация в зоне аэрации. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 158—166.

5. Овчинников А. М. Минеральные воды. Изд. 2-е. М., Госгеолтехиздат, 1963. 376 с. с ил.

6. Огильви А. Н. К вопросу о методике изучения минеральных источников. — «Труды Бальнеологического ин-та на Кавказских Минеральных Водах», 1925. Т. 2, 21 с.

7. Посохов Е. В. Формирование химического состава подземных вод. М., Гидрометеоиздат, 1966. 259 с. с ил.

8. Природные изотопы гидросферы (под ред. В. И. Ферронского). М., «Недра», 1975. 278 с. Авт.: В. И. Ферронский, В. А. Поляков и др. с ил.

9. Сауков А. А. Геохимия. М., «Наука», 1975. 480 с. с ил.

10. Смирнов С. И. Происхождение солености подземных вод седиментационных бассейнов. М., «Недра», 1971. 216 с. с ил.

11. Ходьков А. Е., Валуконис Г. Ю. Формирование и геологическая роль подземных вод. Л., Изд-во ЛГУ, 1968. 216 с. с ил.

12. Шишкина О. В. Геохимия морских и океанических иловых вод. М., «Наука», 1972. 228 с. с ил.

13. Щербаков А. В. Геохимия термальных вод. М., «Наука», 1968. 236 с. с ил.

Глава XI

ВЕРХОВОДКА И ГРУНТОВЫЕ ВОДЫ

§ 1. ВОДА В ПОЧВЕННОМ СЛОЕ

Вода, находящаяся в почве, имеет настолько важное значение для жизни растений, что без нее их произрастание было бы невозможно. Она содержит большое количество органических веществ и микроорганизмов; воды почвенного слоя детально изучаются почвоведами и агрономами. За вегетационный период растения получают из почвы огромное количество воды, и при ее недостатке резко снижается урожайность. Но избыток влаги также вреден для растений. Наилучшие условия для произрастания растений создаются тогда, когда их корни получают одновременно достаточное количество воды и воздуха. Такие условия наблюдаются в почвах с мелкокомковатой структурой.

Как уже отмечалось, выпадающие на поверхность земли атмосферные осадки расходуются на поверхностный сток, испарение и инфильтрацию. Часть инфильтрующихся осадков задерживается в почве и идет на питание растений, а часть проникает глубже и достигает уровня подземных вод. Величина инфильтрации осадков обусловливается водопроводимостью почвы и нижележащих слоев горных пород. Чем ниже водопроницаемость почвы, тем меньше воды она поглощает в единицу времени и тем большее количество осадков, следовательно, расходуется на поверхностный сток и испарение.

Водопроницаемость почвы и подпочвенных слоев зависит от их состава и структуры. Наибольшее количество осадков поглощают песчаные почвы, поэтому и сток с поверхности песчаных массивов минимальный. Глинистые почвы слабо проницаемы для воды. При одинаковом гранулометрическом составе почвы комковатой структуры воспринимают атмосферную влагу быстрее, чем бесструктурные.

Количество воды в подпочвенном слое может также увеличиваться за счет конденсации паров воды из воздуха и привлечения капиллярной воды, связанной с уровнем грунтовых вод. Последний вид питания имеет место при неглубоком залегании зеркала грунтовых вод от поверхности (в суглинистых породах до 3—4 м).

Почвенные слои наряду с гигроскопической и пленочной водой содержат капиллярную воду, заполняющую капиллярные пустоты. Эта вода, ограниченная сверху и снизу капиллярными менисками, находится как бы в подвешенном состоянии; передвигается она только под влиянием силы капиллярного натяжения в направлениях от более крупных капилляров к более тонким и от более влажных участков к менее влажным.

В районах с глубоким залеганием уровня грунтовых вод подвешенная капиллярная вода служит основным источником влаги для растений. По-видимому, этим объясняется то, что почвенные воды не обладают способностью к горизонтальному и вертикальному перемещению в значительных количествах. Основная масса почвенных вод расходуется на испарение и транспирацию. Необходимо при этом подчеркнуть, что через некапиллярные промежутки и трещины в почвенном слое и подстилающих породах проникают с поверхности вглубь атмосферные и другие воды, причем это проникновение происходит по путям наименьшего сопротивления.

Растения потребляют в основном почвенную капиллярную влагу, заключенную в капиллярных порах среднего размера (капиллярная вода, содержащаяся в очень мелких порах, труднодоступна для корневой системы растений).

Почвенные воды наиболее широко изучаются в почвоведении. Однако на некоторых участках (заболачивание и засоление почв) в связи со строительством инженерных сооружений и др. приходится изучать почвенные воды и гидрогеологам совместно с почвоведами, мелиораторами и другими специалистами*.

§ 2. ПОНЯТИЕ О РЕЖИМЕ И БАЛАНСЕ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Под режимом подземных вод понимают непрерывный процесс изменения во времени их ресурсов, физических свойств, химического и газового состава под влиянием совокупности взаимодействующих и изменяющихся во времени естественных и искусственных факторов.

К естественным (природным) факторам, определяющим режим подземных вод, относятся климатические, геологические, гидрогеологические, почвенные, биогенные и др.

Искусственные факторы оказывают влияние на режим подземных вод на участках хозяйственной деятельности человека: массивах орошения и осушения земель, строительства водохранилищ и других водоемов; влияют также эксплуатация подземных вод для целей водоснабжения, борьба с подземными водами при эксплуатации месторождений полезных ископаемых, искусственное пополнение запасов подземных вод и др.

Режим подземных вод, определяемый только природными факторами, называют естественным или ненарушенным, а если на его формирование существенное влияние оказывают искусственные факторы, то режим называется искусственным или нарушенным.

Наиболее интенсивно влияние естественных факторов сказывается на грунтовые воды, которые залегают сравнительно неглубоко от поверхности земли и имеют свободную поверхность. С глубиной влияние многих из факторов ослабевает или полностью прекращается.

---

* Подробнее эти вопросы рассматриваются в курсе «Методика гидрогеологических исследований» [5].

По времени изменения элементов режима подземных вод выделяют суточный, сезонный, годовой и многолетний режимы.

Влияние факторов, определяющих режим подземных вод, в различной природной обстановке приводит к неодинаковым результатам, так как каждый из факторов действует совместно с другими и может становиться то доминирующим, то второстепенным. Поэтому при изучении режима подземных вод важно выявить доминирующие факторы и определить их роль в формировании подземных вод, т. е. выявить количественное соотношение приходных и расходных элементов баланса последних.

Балансом называют количественное соотношение между элементами, определяющими питание и расходование подземных вод (в миллиметрах или в кубических метрах на 1 га) за определенный период (декада, месяц, год и т. д.).

Как известно, питание грунтовых вод для конкретного участка определяется инфильтрацией атмосферных осадков и вод поверхностного стока и бокового притока со смежных участков.

Расходование грунтовых вод происходит путем испарения с уровня грунтовых вод и транспирации их растениями и подземного оттока с участка.

Количественное определение приходных и расходных элементов баланса грунтовых вод позволяет выделить основные факторы формирования гидродинамического режима подземных вод, провести соответствующую классификацию типов режима и выявить конкретные площади их распространения на местности.

В основу составления классификационных схем режима применительно к отдельным районам или всей территории СССР предлагаются разные принципы (Г. Н. Каменский, М. А. Шмидт, М. М. Крылов, М. Е. Альтовский, М. А. Вевиоровская, А. В. Лебедев, С. М. Семенова, П. А. Киселева, Г. Я. Богданов, Е. Н. Ярцева. А. А. Коноплянцев, В. С. Ковалевский, С. М. Семенов и др.).

Наиболее обоснованным из них является принцип выделения генетических типов естественного режима грунтовых вод по соотношению основных (определяющих) приходных и расходных элементов баланса грунтовых вод, предложенный Г. Н. Каменским, М. М. Крыловым и др.

Г. Н. Каменский по соотношению приходных и расходных элементов баланса грунтовых вод выделил водораздельный и предгорный типы режима. В основу же выделения других типов он положил доминирующий природный фактор, периодически резко нарушающий гидродинамический процесс (прибрежный тип) или приводящий к переходу воды из одной фазы в другую (мерзлотный тип).

При таком подходе к выделению типов учитываются направление и характер динамики баланса грунтовых вод и гидрохимического режима, а также устанавливаются объективные причины, определяющие сезонные и многолетние колебания их уровня.

В качестве примера для районов с засушливым климатом можно привести следующие основные генетические типы естественного режима грунтовых вод.

Стоковый (по М. М. Крылову) режим формируется исключительно под влиянием подземного стока. Этот тип режима характерен для межпластовых ненапорных водоносных горизонтов, распространенных в различных геологических условиях.

Инфильтрационно-стоковый (по Г. Н. Каменскому, водораздельный) режим грунтовых вод определяется соотношением инфильтрации атмосферных осадков, вод поверхностного стока (плюс конденсация) и подземного стока. Этот тип режима характерен для водораздельных массивов, склонов гор, гряд, сыртов, холмов и других повышенных площадей при глубине залегания уровня грунтовых вод более 5—8 м.

Инфильтрационно-испарительно-стоковый (по А. В. Лебедеву и Г. Я. Богданову) режим грунтовых вод формируется под влиянием инфильтрации атмосферных осадков, вод поверхностного стока и притока в приходной части баланса, оттока и испарения — в расходной, причем отток превышает приток. Этот тип режима свойствен пологим склонам водораздельных массивов и других повышенных элементов местности в условиях засушливого климата при глубине залегания уровня грунтовых вод менее 5 м.

Инфильтрационно-испарительный (по М. М. Крылову и Г. Я. Богданову) режим грунтовых вод формируется за счет инфильтрации атмосферных осадков, вод местного поверхностного стока и испарения (совместно с транспирацией). Этот тип распространен на бессточных равнинах в условиях засушливого климата при глубине залегания уровня грунтовых вод менее 3—5 м.

Инфильтрационно-испарительно-подпорный (по А. В. Лебедеву и Г. Я. Богданову) режим грунтовых вод характеризуется всеми основными элементами баланса, но при непременном превышении притока над оттоком. В расходной части существенную роль оказывает испарение с уровня грунтовых вод. Этот тип режима обычно отмечается в районах с засушливым климатом в нижних частях склонов водоразделов и повышенных элементов рельефа, слабо дренируемых реками, озерами, сорами, при глубине залегания грунтовых вод менее 5 м.

Притоко-инфильтрационно-испарительный (по Г. Я. Богданову) режим грунтовых вод формируется под влиянием притока грунтовых вод с повышенных участков, инфильтрации атмосферных осадков, вод местного поверхностного стока в приходной части баланса и испарения (совместно с транспирацией) — в расходной. Этот тип режима свойствен низким террасам озер, соров, дренирующих лиманов и пониженным участкам степной равнины в условиях засушливого климата при глубине залегания уровня менее 3—5 м.

В настоящее время в Советском Союзе при изучении режима и баланса грунтовых вод наметились три связанных между собой направления: 1) изучение естественного режима и баланса грунтовых вод; 2) прогноз изменения режима при различных народно-

хозяйственных мероприятиях; 3) разработка мер по управлению режимом в необходимом для народного хозяйства направлении.

§ 3. ВЕРХОВОДКА

Верховодкой называются подземные воды, залегающие в породах зоны аэрации на линзах водоупорных пластов на сравнительно небольшой глубине от поверхности земли и имеющие в плане ограниченное распространение. Верховодка обычно насыщает различные пористые четвертичного возраста породы — пески, покровные суглинки, лёссы и др. Следует добавить, что верховодка встречается также и в верхней части коры выветривания скальных пород. Кроме того, верховодка распространена в районах многолетней мерзлоты, где она в зимнее время полностью перемерзает. Мощность пород, насыщенных верховодкой, обычно невелика (в среднем 0,4—1,0 м), местами она достигает 2—5 м. Водоупором для верховодки служат нередко линзы морены и выклинивающиеся водонепроницаемые или слабопроницаемые пласты другого генезиса, на неровной поверхности которой она получает наибольшее развитие (рис. 61).

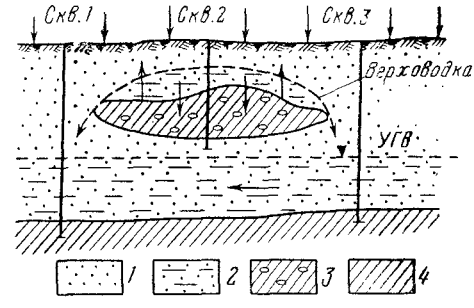


Рис. 61. Линза морены с верховодкой:
1 — песок; *2* — песок водоносный; *3* — суглинок с валунами; *4* — глина

В однородных легкопроницаемых и невлагоемких породах (крупнозернистых песках, трещиноватых породах) условия для формирования верховодки неблагоприятны. В глинах верховодка также обычно не образуется. Обусловлено это тем, что вследствие набухания коллоидов верхний слой глин небольшой толщины сравнительно быстро насыщается водой и становится непроницаемым для дальнейшей инфильтрации воды с поверхности.

Заметное влияние на формирование верховодки оказывает характер рельефа. Так, на склонах, особенно на крутых, где благоприятны условия для поверхностного стока и неудовлетворительны для инфильтрации, верховодка не формируется или образуется маломощный слой верховодки на короткое время. Наилучшие условия для верховодки создаются на плоских водоразделах и степных пространствах с местными понижениями (западинами), куда стекают дождевые воды и где задерживаются талые снеговые воды. Иногда воды верховодки обнаруживаются на речных террасах. Так, в бассейне одной из рек на второй террасе в тонкозернистом илистом песке наблюдалось сезонное скопление подземных вод, которые в мелких колодцах в засушливое время года иссякали.

На территориях городов и крупных промышленных площадках образованию верховодки способствуют также многочисленные

понижения, ямы, старые котлованы, оставшиеся от прежних строительных работ и засыпанные отвалами строительного грунта. Иногда на территориях городов верховодка наблюдается в так называемых «культурных» слоях, подстилаемых влажными песками.

Режим верховодки всецело зависит от количества инфильтрующихся атмосферных осадков, а на территориях городов и промышленных площадках — и от так называемых «хозяйственных вод». С речными водами верховодка, как правило, не имеет гидравлической связи. Но вследствие невыдержанного (прерывистого) залегания моренных суглинков и наличия размывов (гидрогеологических окон) среди моренного поля верховодка местами может иметь временную гидравлическую связь с грунтовыми водами.

Продолжительность существования верховодки зависит от размеров и мощности подстилающих полупроницаемых влагоемких пород и условий питания. При небольших размерах и малой мощности относительного водоупора верховодка существует сравнительно недолго. За этот короткий срок воды верховодки фильтруются через полупроницаемые породы линзы и стекают за ее пределы в краевых частях. С увеличением размеров и мощности линзы сроки существования верховодки возрастают. При неглубоком залегании верховодки от поверхности земли значительная часть ее вод может быть израсходована на испарение (см. рис. 61).

Ввиду незначительной мощности водонасыщенных слоев и зависимости от местных условий питания верховодка, как правило, образует лишь временное скопление воды, которое исчезает в засушливое время года или с устранением искусственного источника питания. Поэтому вода верховодки используется лишь для водоснабжения отдельных хозяйств в сельской местности и иногда для сезонного водоснабжения мелких предприятий. Колодцы, вскрывшие верховодку, обнаруживают наибольшую водообильность весной, после снеготаяния, или в осеннее время, в период обильного выпадения осадков.

Качество вод верховодки различно. В районах избыточного увлажнения эти воды слабо минерализованы (гидрокарбонатные кальциевые), в районах засушливых (чаще в южных) — сильно минерализованы и относятся к хлоридному натриевому типу. На территориях городов и населенных пунктов воды верховодки вследствие неглубокого залегания от поверхности подвержены сильному загрязнению.

При строительных работах наличие верховодки является неблагоприятным фактором. В последние годы на территориях некоторых городов и промышленных площадках для устранения вредного влияния верховодки применяется дренаж, который устраивается не только вокруг отдельных зданий, но и на значительных территориях, примыкающих к промышленным площадкам.

§ 4. ГРУНТОВЫЕ ВОДЫ

А. Определение и условия залегания

Еще в 1900 г. С. Н. Никитин в своей работе «Грунтовые и артезианские воды Русской равнины» дал вполне четкое определение грунтовых вод. Согласно этому определению, к грунтовым водам следует относить воду, «...образованную за счет поглощенных атмосферных осадков в первом от поверхности водоносном горизонте, расположенном в подпочве или в более глубоких коренных породах на первом от поверхности водонепроницаемом слое, воду, оставшуюся свободной, за удовлетворением наименьшей влагоемкости водоносной породы» [7].

Таким образом, к грунтовым водам относятся воды первого от поверхности водоносного горизонта, залегающие на выдержанном водонепроницаемом пласте. Сверху грунтовые воды обычно не перекрываются водонепроницаемыми породами, а водопроницаемый пласт они заполняют не на полную мощность, поэтому поверхность грунтовых вод является свободной, ненапорной. При вскрытии грунтовых вод буровой скважиной или колодцем их уровень устанавливается на той глубине, на которой они были встречены.

На отдельных участках, где имеется локальное водоупорное перекрытие, грунтовые воды приобретают местный небольшой напор, величина которого определяется положением уровня грунтовых вод на примыкающих участках, не имеющих водоупорного перекрытия. Области питания и распространения грунтовых вод, как правило, совпадают.

Постоянно существующие грунтовые воды имеют широкое, почти повсеместное распространение в природе; распространены они преимущественно в отложениях четвертичного возраста и существуют в том или ином районе длительное время. Условия залегания грунтовых вод разнообразны и определяются физико-географическими, геолого-литологическими, геоморфологическими и многими другими местными факторами.

Грунтовые воды чувствительны ко всем изменениям, происходящим в атмосфере. В зависимости от количества выпадающих атмосферных осадков уровень грунтовых вод испытывает значительные колебания: в сухое время и засушливые годы он понижается, в дождливое время и влажные годы повышается. Уровень грунтовых вод зависит также от атмосферного давления. С течением времени изменяются качественный состав и температура грунтовых вод.

Грунтовые воды легкодоступны для использования. Наиболее широко распространена эксплуатация их неглубокими копаными колодцами в сельских местностях. Но, залегая на незначительной глубине, грунтовые воды подвержены загрязнению.

Поверхность грунтовых вод носит название зеркала, или скатерти, грунтовых вод. Относительно однородные по литологическим особенностям и водным свойствам пласты горных пород,

содержащие грунтовые воды, называются водоносным горизонтом или водоносным пластом. Водонепроницаемую породу, подстилающую водоносный пласт, принято называть водоупором, или водоупорным ложем. Мощность водоносного горизонта (h) определяется расстоянием по вертикали от уровня грунтовых вод до кровли подстилающего водоупорного пласта.

На рис. 62 показан вертикальный разрез водоносного пласта от поверхности земли до водоупорного ложа. Как видно из этого рисунка, непосредственно над уровнем грунтовых вод *вв* располагается зона капиллярного поднятия *бв*, выше которой находится зона аэрации *аб*. Через зону аэрации просачиваются атмосферные осадки и поверхностные воды, пополняющие запасы грунтовых вод; на отдельных участках зоны аэрации при невыдержанном составе пород могут возникать временные скопления гравитационных вод (верховодка). О других видах воды в зоне аэрации сказано в гл. III, § 4. Ниже зоны капиллярного поднятия расположена зона насыщения *вг*. Характеристика зон аэрации и насыщения приведена в гл.V, § 1.

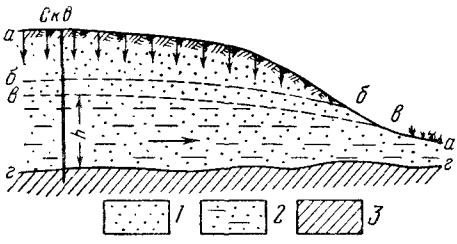


Рис. 62. Зоны распределения воды в толще пород:

аа — поверхность земли, *бб* — поверхность капиллярной воды, *вв* — поверхность грунтовых вод, *гг* — поверхность водоупорного пласта, *аб* — зона аэрации, *бв* — зона капиллярного насыщения, *вг* — зона насыщения; h — мощность грунтового потока. *1* — песок; *2* — песок водоносный; *3* — глина

Грунтовые воды обычно имеют слабоволнистую поверхность, часто с уклоном в сторону ближайшего понижения (оврага, балки, речной долины и т. д.). Только в равнинных областях, при весьма малых уклонах уровня, поверхность грунтовых вод можно приближенно принимать за плоскость. В зависимости от значений уклона поверхности и водопроводимости пластов грунтовые воды движутся в сторону ближайшего понижения с той или иной скоростью, образуя грунтовый поток (см. рис. 62).

Участки с горизонтальной поверхностью грунтовых вод носят название бассейнов грунтовых вод. Они образуются на площадях пониженного залегания водоупорного ложа, борта которых находятся приблизительно на одних и тех же высотных отметках (рис. 63). Следует при этом подчеркнуть, что бассейны грунтовых вод, по-видимому, могут существовать только в тех районах, где инфильтрующиеся с поверхности осадки или реже конденсационные воды не в состоянии переполнить этот бассейн.

Иногда в природе отмечается гидравлически связанный грунтовой поток с грунтовым бассейном (рис. 64).

Бассейном грунтовых вод нередко называют грунтовые воды, заполняющие определенные геологические структуры, например древний ледниковый размыв, сложенный флювиогляциальными

отложениями или аллювиальными отложениями какой-либо долины реки.

Грунтовая вода, подчиняясь силе тяжести, перемещается от повышенных участков (начиная от водоразделов грунтовых вод) к пониженным, причем она движется по линиям наименьшего сопро-

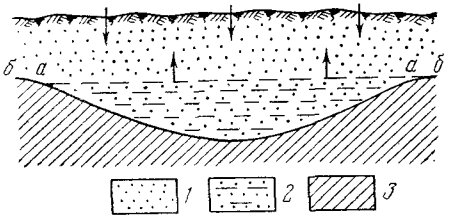


Рис. 63. Схема бассейна грунтовых вод: *аа* — поверхность грунтовых вод, *бб* — поверхность водоупорного ложа. *1* — песок; *2* — песок водоносный; *3* — глина

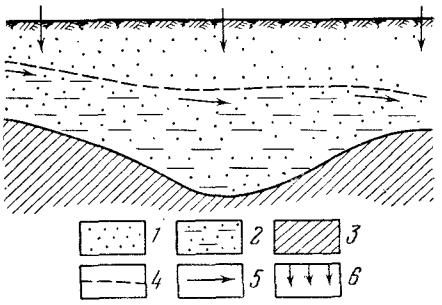


Рис. 64. Схема соотношения грунтового потока с грунтовым бассейном: *1* — песок; *2* — песок водоносный; *3* — водоупорные породы; *4* — уровень грунтовых вод; *5* — направление движения грунтовых вод; *6* — инфильтрация атмосферных осадков

тивления. Нередко, прежде чем появиться на поверхности, вода проходит в пористых или трещиноватых породах сложный и извилистый путь.

В некоторых речных долинах, особенно в прирусловой части, движение подземных вод совпадает по направлению с течением поверхностных вод.

По данным Е. А. Замарина, при часто наблюдающихся уклонах поверхности грунтовых вод 0,001—0,007 примерная скорость движения подземных вод составляет (м/сут): в крупнозернистых песках 1,5—2,0, в мелкозернистых песках и супесях 0,5—1,0, в суглинках и лёссовых породах 0,1—0,3.

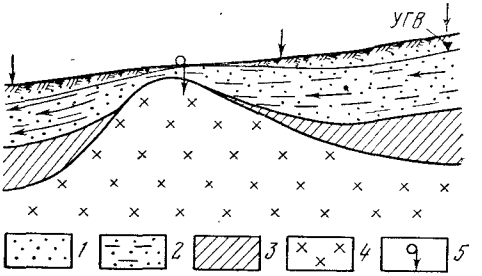


Рис. 65. Схема подпора грунтового потока: *1* — песок; *2* — песок водоносный; *3* — глина; *4* — кристаллические породы; *5* — источник нисходящий

Уровень грунтовых вод на повышенных элементах местности всегда находится на более высоких абсолютных отметках по сравнению с его положением в речных долинах, балках и других понижениях. По пути движения поток может встретить препятствие в виде, например, возвышения водоупорного ложа, которое создает естественный подпор грунтового потока. На таком участке мощность потока резко уменьшается, уровень подземных вод приближается

к поверхности земли, а на некоторых, главным образом отрицательных, элементах рельефа могут выходить источники (рис. 65).

При пересечении речной долиной, оврагом или другими отрицательными формами рельефа воды грунтового потока будут разгружаться; на таких участках имеют место пластовые выходы воды,

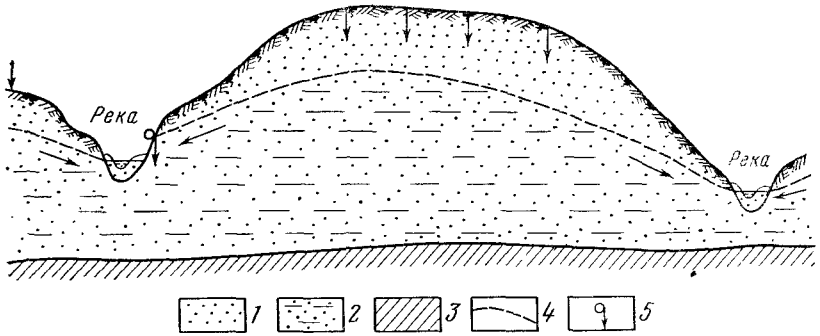


Рис. 66. Депрессионная кривая грунтовых вод на междуречье:
1 — песок; *2* — песок водоносный; *3* — глина; *4* — кривая депрессии; *5* — источник нисходящий

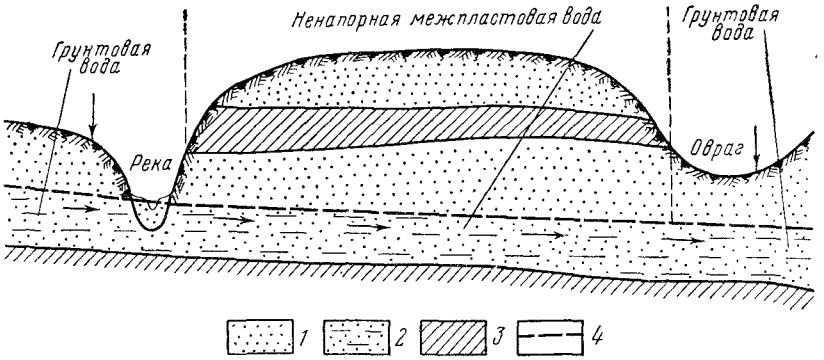


Рис. 67. Схема залегания потока межпластовых напорных вод:
1 — песок; *2* — песок водоносный; *3* — глина; *4* — уровень межпластовых вод

выходы источников, мочажины. Как правило, грунтовые потоки образуют источники нисходящего типа.

Грунтовый поток, плавно понижающийся к месту разгрузки, образует криволинейную поверхность, называемую депрессионной поверхностью (рис. 66).

К особому типу подземных вод относят межпластовые ненапорные воды, которые сверху и снизу ограничены водонепроницаемыми пластами. Как видно из рис. 67, водопроницаемый пласт эти воды насыщают не полностью. На отдельных ограниченных по размерам участках они могут полностью заполнять водой водопроницаемый пласт и даже иметь местный напор. Эти воды образуют как потоки, так и бассейны подземных вод и гидравлически связаны с грунтовыми водами (см. рис. 67).

Очевидно, что питание межпластовых вод возможно только на участках отсутствия верхнего водоупорного пласта. В годы усиленного питания межпластовые воды могут временно на отдельных участках становиться напорными, особенно в краевых частях геологических структур, заключающих напорные воды (см. гл. XII). Кроме того, как указывает Ф. П. Саваренский, на отдельных площадях они вскрываются в водопроницаемых пластах значительной мощности, расположенных выше местного базиса эрозии [10]. Меж-

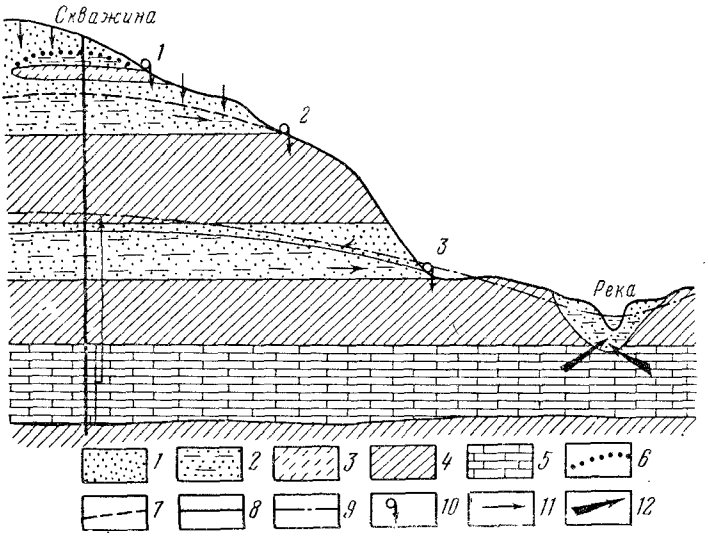


Рис. 68. Схематический гидрогеологический разрез части речной долины:
1 — песок; *2* — песок водоносный; *3* — супеси; *4* — глины; *5* — известняки трещиноватые; *6* — уровень верховодки; *7* — уровень грунтовых вод; *8* — уровень межпластовых ненапорных вод; *9* — уровень артезианских вод; *10* — источники нисходящие; *11* — направления движения безнапорных подземных вод; *12* — разгрузка артезианских вод в речной аллювий

пластовые ненапорные воды обычно гидравлически связаны с грунтовыми (см. рис. 67) или с напорными водами.

На схематическом гидрогеологическом разрезе речной долины показано несколько водоносных горизонтов (рис. 68). В верхней части разреза в зоне аэрации на супесях распространена верховодка, ниже которой находится грунтовой поток. Под верхним пластом глин залегают межпластовые ненапорные воды. Напорные воды движутся по трещинам в известняках, а разгружаются в речной аллювий (см. гл. XII).

Б. Поверхность грунтовых вод

По данным одновременных замеров уровня грунтовых вод в скважинах, шурфах, колодцах и источниках можно составить карту поверхности (зеркала) грунтовых вод (рис. 69). Для этого все выработки и источники, в которых замерялись уровни воды, наносят на точную топографическую карту или план, а уровни пересчитывают

на абсолютные или относительные (реже) отметки и по ним на карте проводят горизонтали поверхности грунтовых вод, которые принято называть гидроизогипсами. Как и горизонтали топографической карты, гидроизогипсы строят методом интерполяции или с помощью палеток, причем сечение их зависит от масштаба карты и числа нанесенных на ней точек наблюдений (отметок уровня). На рис. 70 гидроизогипсы проведены через 2 м.

По карте грунтовых вод в гидроизогипсах можно определить следующие необходимые для практики данные: 1) направление течения и уклон грунтового потока; 2) глубину залегания грунтовых вод в любой точке или на любом участке; 3) мощность водоносного пласта; 4) характер залегания грунтовых вод и соотношение его с рельефом поверхности.

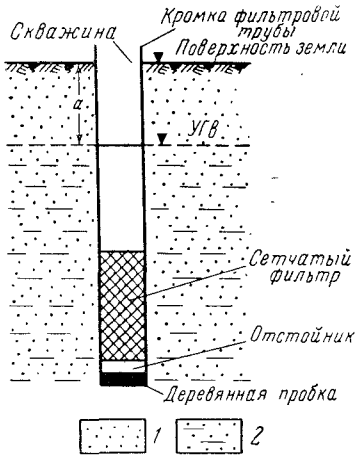


Рис. 69. Определение глубины залегания (*а*) уровня грунтовых вод в скважине:
1 — песок; *2* — песок водоносный

Направление течения грунтовых вод определяют путем опускания перпендикуляра от гидроизогипсы с большей отметкой (точки *А*, *Б*, *В* на рис. 70) на гидроизогипсу с меньшей отметкой. Направление грунтового потока совпадает с этим перпендикуляром.

Для определения уклона грунтового потока по карте гидроизогипс на площади того или иного участка берут разность между отметками крайних гидроизогипс на этом участке и делят ее на расстояние между ними (по нормали).

Глубину залегания грунтовых вод в любой точке определяют по разности между отметкой горизонтали поверхности земли и отметкой гидроизогипсы в данной точке. Аналогично находят пределы глубин залегания грунтовых вод на том или ином участке.

Мощность водоносного пласта на карте гидроизогипс можно определить только тогда, когда на ней кроме горизонталей поверхности и гидроизогипс нанесены также горизонтали поверхности водоупорного ложа. Разность между отметкой гидроизогипсы и отметкой горизонтали водоупорного ложа и определяет мощность водоносного пласта.

Уровень грунтовых вод подвержен колебаниям, поэтому и карта гидроизогипс отражает действительное положение зеркала грунтовых вод только на тот момент (день, неделя), в который проводились замеры, послужившие основанием для построения данной карты.

Для целей проектирования и строительства нередко приходится составлять на одной и той же топографической основе карту гидроизогипс и глубин залегания поверхности грунтовых вод. Для

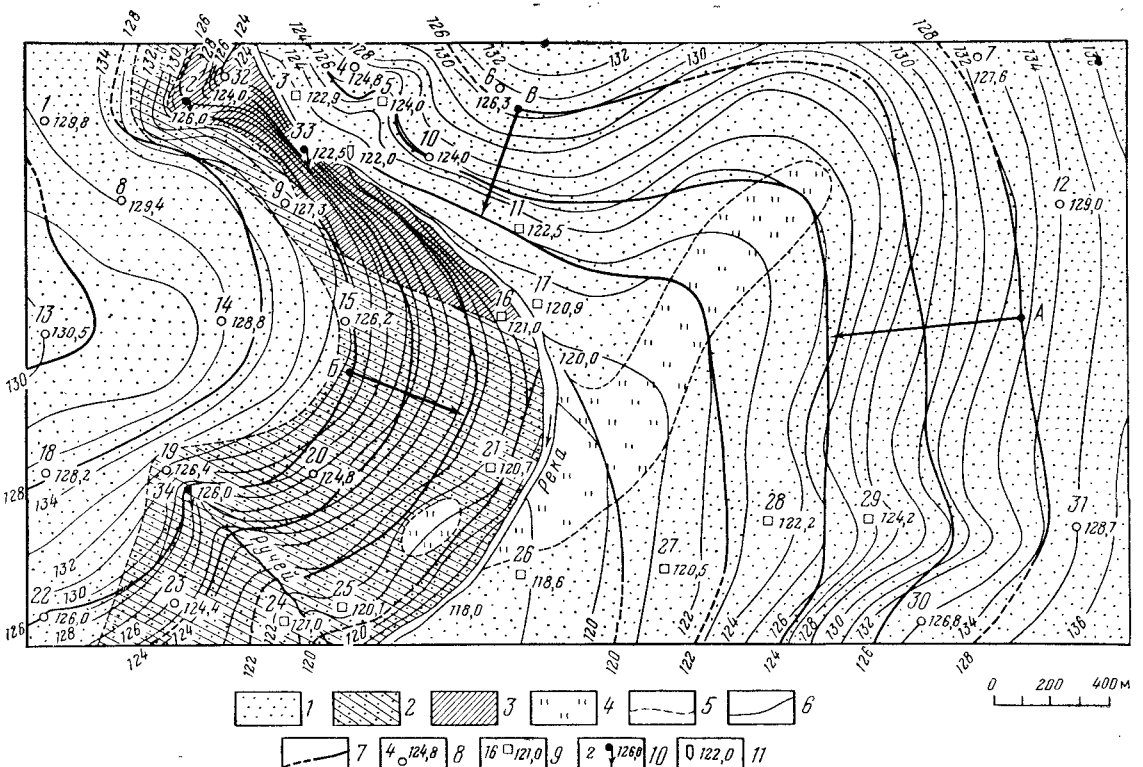


Рис. 70. Карта гидроизогипс:

1 — песок; *2* — супесь; *3* — суглинок; *4* — заболоченный участок; *5* — литологические границы; *6* — горизонтали поверхности; *7* — гидроизогипсы; *8* — буровая скважина; *9* — колодец или шурф; *10* — источник нисходящий; *11* — водомерный пост; цифры у водопунктов означают: сверху — номер, справа — абсолютную отметку уровня грунтовых вод; сечение гидроизогипс через 2 м

выделения на такой карте участков с глубиной залегания воды, например, в интервалах 0—1, 1—2, 2—3 и т. д., на карте проводят изобаты, т. е. линии, соединяющие точки с одинаковыми глубинами залегания поверхности грунтовых вод. Методика составления таких карт приводится в специальной литературе [2].

При детальных гидрогеологических исследованиях, проводимых на территориях городов, промышленных площадок и т. п., составляют несколько карт гидроизогипс и глубин, соответствующих, например, наиболее высоким и наиболее низким положениям зеркала грунтовых вод. Для этого необходимо иметь данные об изменениях уровня грунтовых вод за год. Такие данные получают как путем наблюдения за колебаниями уровня по специально для этой цели созданным наблюдательным точкам (скважинам, шурфам), так и от ближайших стационарных гидрогеологических станций, ведущих круглогодичные наблюдения за режимом грунтовых вод.

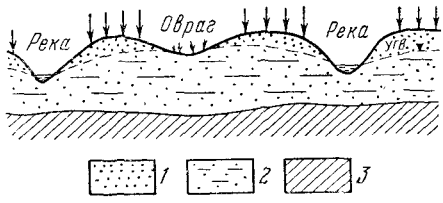


Рис. 71. Соотношение рельефа земной поверхности с уровнем грунтовых вод: *1* — песок; *2* — песок водоносный; *3* — глина

Поверхность грунтовых вод, как показывают гидрогеологические съемки крупных площадей, большей частью неровная, волнистая. Нередко она повторяет в сглаженном виде рельеф земной поверхности, но на отдельных участках по разным местным причинам (дренирование грунтового потока речной долиной, резкое увеличение мощности водоносного пласта и др.) такое соотношение поверхности земли и поверхности грунтовых вод может нарушаться (рис. 71).

Глубина залегания грунтовых вод часто зависит от рельефа местности. В речных долинах, балках, оврагах и других понижениях рельефа грунтовые воды находятся на сравнительно небольшой глубине, обусловливая в местах пересечения депрессионной поверхностью грунтовых вод поверхность рельефа выходы источников или пластовые высачивания воды (см. рис. 66 и 68). По мере повышения рельефа глубина залегания грунтовых вод увеличивается: на водоразделах, холмах и других возвышенностях она может достигать нескольких десятков метров. Вместе с тем возрастают абсолютные отметки уровней грунтовых вод на повышенных участках по сравнению с местными понижениями. Поэтому движение грунтовых вод, за редкими исключениями, направлено от возвышений к понижениям.

В. Связь грунтовых вод с водами поверхностных водотоков и водоемов

Грунтовые воды обычно имеют гидравлическую связь с водами открытых водотоков и водоемов (рек, озер, водохранилищ, прудов и т. д.). Речные долины могут быть сложены аллювиальными или

в некоторых районах флювиогляциальными отложениями, представленными песками и более грубым песчано-гравелистым материалом. В этих отложениях местами содержатся обильные грунтовые воды высокого качества.

Связь между грунтовыми и речными водами может быть различной, что устанавливается по характеру гидроизогипс. В районах

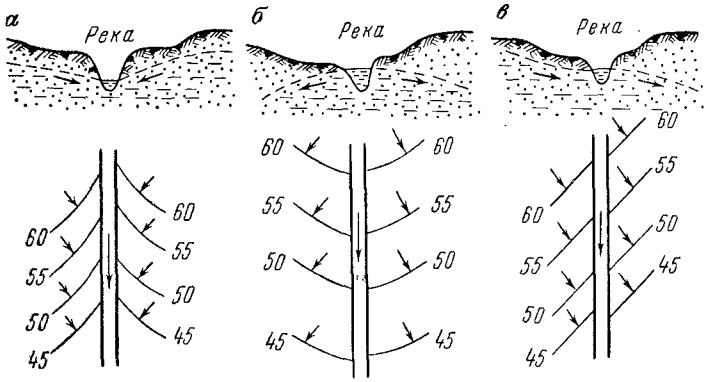


Рис. 72. Соотношение между грунтовыми и поверхностными водами:

а — река дренирует горизонт грунтовых вод, *б* — река питает грунтовые воды, *в* — река питает грунтовые воды на левом берегу и дренирует их на правом

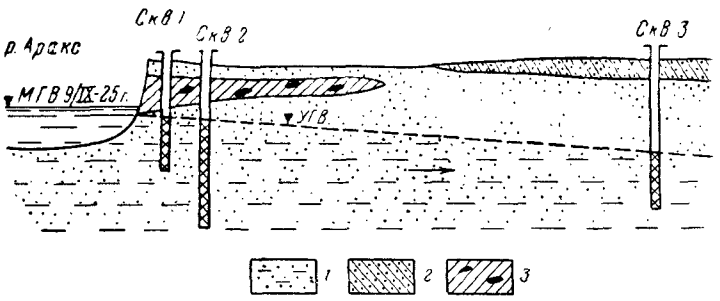


Рис. 73. Литолого-гидрогеологический разрез части долины р. Аракс (по Ф. П. Саваренскому):

1 — песон (внизу водоносный); *2* — супесь; *3* — суглинок

с влажным и умеренным климатом речные долины, как правило, дренируют грунтовые воды, т. е. зеркало грунтовых вод имеет уклон к реке и речные воды питаются за счет грунтовых (рис. 72, *а*). В районах с засушливым климатом нередко уровень грунтовых вод понижается от реки в сторону речных берегов. Здесь речные воды расходуются на питание грунтовых вод (рис. 72, *б*).

В СССР к первому типу (*а*) можно отнести такие реки, как Москва, Ока, Днепр и многие другие. Эти реки в меженное время питаются исключительно за счет грунтовых вод. К рекам второго типа (*б*) относятся (в степной засушливой части) Амударья, Сырдарья, Кура,

Аракс и некоторые другие (рис. 73). Эти реки получают основное питание в горах за счет таяния снегов и ледников. Протекая по засушливым степям, они часть своей воды расходуют на питание грунтовых вод и испарение. В степной части на площади, прилегающей к рекам Амударье и Сырдарье, выпадает небольшое количество осадков (120—150 мм в год) при величине испаряемости до 1500 мм в год. Наблюдения показывают, что по мере удаления от берегов названных рек степень минерализации и глубина залегания подземных вод увеличиваются.

В природных условиях отмечаются и более сложные взаимоотношения грунтовых и речных вод. Например, в горных районах с одного склона речной долины в русло реки могут поступать грунтовые воды, а другой противоположный берег в то же время оказывается поглощающим речные воды (см. рис. 72, *в*).

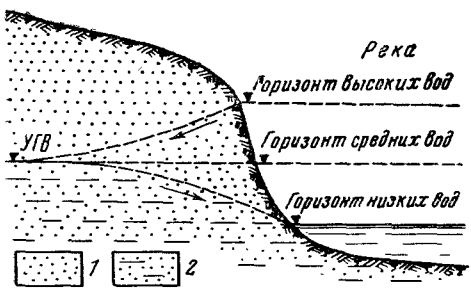


Рис. 74. Положение уровня грунтовых вод в прибрежной полосе при подъеме горизонта воды в реке:
1 — песок; *2* — песок водоносный

Вследствие гидравлической связи с поверхностными водами уровень грунтовых вод в прибрежной зоне (даже для рек средней полосы европейской части СССР) в течение года изменяется. Например, во время половодий и паводков при высоком стоянии горизонта речных вод происходит поднятие уровня грунтовых вод в прибрежной полосе и поверхность грунтовых вод имеет падение от реки (рис. 74). Кривая подпора обычно распространяется в сторону берегов речной долины на несколько сот метров, реже километров. После спада горизонта высоких вод в реке происходит довольно резкое снижение уровня грунтовых вод в прибрежной полосе. В дальнейшем уровень грунтовых вод приобретает свое обычное положение, т. е. при влажном и умеренном климате с уклоном к руслу реки (см. рис. 74).

При крупном гидротехническом строительстве в речных долинах создаются большой емкости и глубокие водохранилища, в результате чего происходит значительный подпор зеркала грунтовых вод уже в пределах более широкой полосы. Новое положение депрессионной поверхности грунтовых вод в зоне подпора на больших реках устанавливается в течение нескольких месяцев, а иногда даже и на протяжении 2—3 лет.

На отдельных участках уровень грунтовых вод при подпоре может находиться на очень небольшой глубине и местами даже вызывать заболачивание поверхности. Если это случается на территориях крупных населенных пунктов, городов или промышленных предприятий, приходится прибегать к искусственному понижению зеркала грунтовых вод [5].

Иногда грунтовые воды гидравлически связаны с болотными водами; с болотными водами могут быть связаны также воды верховодки. Болота по своему местоположению и питанию делятся на верховые, низинные и переходные.

Верховые болота располагаются на междуречных плато (рис. 75, *а*). В северной полосе территории СССР верховые болота занимают обширные пространства, где широко распространены торфяники, представленные главным образом мхом-сфагнумом. В западных областях европейской части СССР болота этого типа приурочены к понижениям моренного ландшафта. Верховые болота питаются в основном за счет атмосферных осадков, но при некоторых природных условиях они могут получать дополнительное питание и за счет подтока грунтовых вод.

По данным Е. В. Оппокова, болота западных областей европейской части СССР расходуют воду в основном на испарение. В засушливое время года в результате снижения уровня воды на болотах снижается уровень грунтовых вод в полосе, прилегающей к болотам что, в свою очередь, вызывает подток грунтовых вод со стороны.

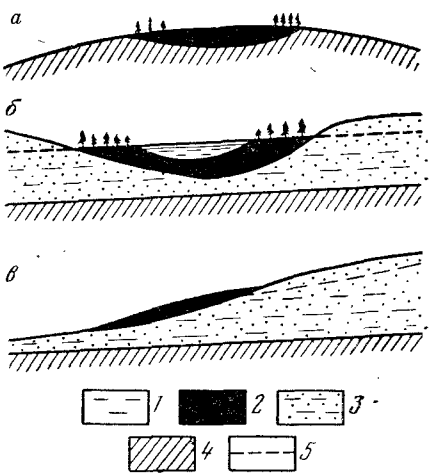


Рис. 75. Типы болот по условиям их залегания и питания:
а — верховые; *б* — низинные; *в* — переходные
1 — вода; *2* — торф; *3* — песок водоносный; *4* — глина; *5* — уровень грунтовых вод

Низинные болота распространены на пониженных элементах рельефа—пойменных террасах (в нижних частях балочных долин и т. п.). Для болот этого типа характерна влаголюбивая растительность (осока и др.), иногда на них развивается бурый мох (гипнум). Основное питание низинные болота получают за счет подземных (грунтовых) вод (рис. 75, *б*).

Переходные болота часто встречаются на склонах рельефа местности; они характеризуются разнообразной растительностью вплоть до лесной. Эти болота питаются и грунтовыми, и атмосферными водами (рис. 75, *в*).

Г. Условия питания и разгрузки грунтовых вод

Основным видом питания грунтовых вод является инфильтрация атмосферных осадков (дождя, тающего снега, росы и т. д.). Величина инфильтрации зависит от характера и интенсивности выпадения осадков, а также от водопроницаемости почвы и пород зоны аэрации.

Как уже отмечалось (см. гл. II), наибольшее значение для питания грунтовых вод имеют неинтенсивные длительные обложные дожди,

выпадающие при высокой относительной влажности воздуха (около 100%). Они дают максимальную инфильтрацию осадков, просачивающихся в пласты горных пород.

Осадки, выпадающие в зимнее время, могут служить источником питания грунтовых вод преимущественно весной, после оттаивания промороженных за зиму горных пород и перехода твердых осадков в капельно-жидкое состояние. При оттепелях и положительной температуре почвенного слоя возможна инфильтрация осадков и в зимнее время. Величина инфильтрации зимних твердых осадков зависит от времени оттаивания почвы, рельефа местности, характера растительности, водопроницаемости почвы и некоторых других факторов. При весеннем снеготаянии на ровном плато, например, условия для инфильтрации будут более благоприятны, чем на крутых склонах; на участках, покрытых растительностью, инфильтрация также оказывается более интенсивной, так как растительность замедляет скорость таяния снега и уменьшает поверхностный сток.

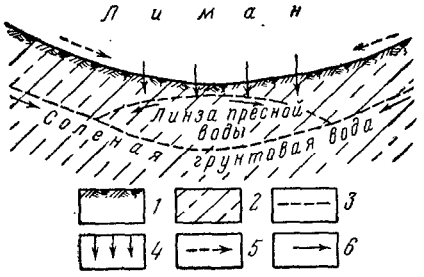


Рис. 76. Схема залегания линзы пресной воды на соленых водах под лиманами в начале лета (Прикаспийская низменность):

1 — почвенный слой; *2* — суглинки и супеси; *3* — уровень грунтовых вод; *4* — инфильтрация вод поверхностного стока и атмосферных осадков; *5* — направление движения вод местного поверхностного стока; *6* — направление движения подземных вод

В степных районах, где снежный покров имеет незначительную толщину, а сильные зимние ветры сносят большое количество снега в овраги и речные долины, сравнительно очень небольшая часть твердых зимних осадков успевает при быстром весеннем снеготаянии просочиться в почвенный слой, и то лишь на незначительную глубину. Более интенсивное питание подземных вод в степи в весеннее время происходит на пониженных участках, например в оврагах и так называемых «степных блюдцах» и лиманах (рис. 76), где накапливаются большие массы талых вод. Естественно, что на таких участках степи уровень грунтовых вод в весеннее время значительно повышается, а подземные воды опресняются. Нередко колодцы, вскрывающие здесь грунтовые воды на глубине нескольких метров от поверхности, являются в степных районах единственным источником пресных вод. Однако довольно часто они имеют сравнительно невысокий дебит.

Передвижение инфильтрующихся с поверхности осадков происходит до тех пор, пока они не достигнут горизонта грунтовых вод; с этого момента вертикальное перемещение прекращается. В дальнейшем эти воды текут в виде грунтового потока по направлениям наименьшего сопротивления в стороны ближайших естественных дрен (речных долин, балок, оврагов). Если инфильтрующаяся вода достигает бассейна грунтовых вод, она оказывает влияние на повышение его уровня.

В горных районах наряду с дождевыми и снеговыми осадками в питании грунтовых вод могут принимать участие роса, иней и другие виды осадков, при некоторых благоприятных природных условиях служащие источником увлажнения поверхности почвы и наземных предметов. Влажные ветры, дующие со стороны моря, т. е. воздушные массы, движущиеся в приморской полосе в глубь материка и несущие в себе влагу, встречая на своем пути преграды в виде гор, поднимаются. При этом происходит охлаждение влажных воздушных масс с выделением на поверхности каменистой породы и почвы некоторого количества влаги. При благоприятных условиях эта влага может принимать участие в питании подземных вод.

Повышение уровня грунтовых вод под влиянием выпадения атмосферных осадков и увеличение дебита нисходящих источников, питающихся грунтовыми водами, зависят от количества выпавших осадков и местных условий (водопроводимости пород, глубины залегания уровня воды от поверхности земли и т. п.) и наступают через некоторое время после выпадения осадков. Известны примеры, когда максимальный дебит источников отмечался через месяц и более после выпадения наибольшего количества атмосферных осадков. Имеются также факты, указывающие на то, что наибольшие дебиты некоторых источников фиксируются через несколько суток и даже часов после выпадения осадков. Последние данные наиболее характерны для трещиноватых и закарстованных пород, где подземные воды движутся с бóльшими скоростями, чем в песчаных водоносных пластах.

В пустынных областях может иметь место также конденсационное питание грунтовых вод, т. е. питание за счет сгущения водяных паров воздуха, осаждающихся на охлажденных частицах горных пород. В связи с этим, например, в пустыне Каракум с малым количеством атмосферных осадков и высоким испарением наблюдаются на некоторой глубине влажные пески после 3—4-месячного периода полного отсутствия осадков. Образование подземной влаги за счет конденсации водяных паров происходит также на побережье Каспийского моря в районе Кара-Богаз-Гола и в других местах, где атмосферные осадки при исключительной засушливости климата не могут служить сколько-нибудь заметным источником питания грунтовых вод.

Местами грунтовые воды получают дополнительное питание за счет подтока напорных артезианских вод из расположенных ниже пластов. Этот вид питания возможен на участках, где отсутствует водоупорное перекрытие артезианских водоносных горизонтов (через гидрогеологические «окна») и только при условии превышения напорного уровня над отметками зеркала грунтовых вод.

Разгрузка (дренирование) горизонта грунтовых вод происходит через источники (родники), пластовые высачивания и другие водопроявления на поверхности земли.

По результатам изучения участков водопроявлений представляется возможным заключить о наличии грунтовых вод в районе проведения гидрогеологических исследований, о составе пород

водоносных и водоупорных горизонтов, об их стратиграфическом положении, водообильности и химическом составе воды.

При полевых исследованиях в некоторых районах источники легко обнаруживаются на местности при маршрутах; в других же районах они оказываются перекрытыми толщами рыхлых четвертичных отложений и поэтому могут быть обнаружены только при проведении предварительных расчисток и заложении шурфов или мелких скважин.

Источники обычно выходят на поверхность на участках вскрытия водоносных горизонтов эрозионной сетью или по тектоническим нарушениям пород. Если разгрузка осуществляется из водоносных пластов, сложенных тонко- или мелкозернистыми песками, то в местных небольших понижениях концентрируются слабые выходы воды. Иногда вблизи таких выходов может иметь место пластовое высачивание, представляющее собой склон долины, равномерно увлажненный на некотором протяжении выхода водоносного пласта. Нередко такие участки протягиваются вдоль склона в виде заболоченной полосы, на которой произрастает болотная растительность, а в углублениях накапливается вода. В засушливых районах на поверхности таких площадей вследствие испарения воды образуется очень тонкий слой солей в виде белоснежного налета.

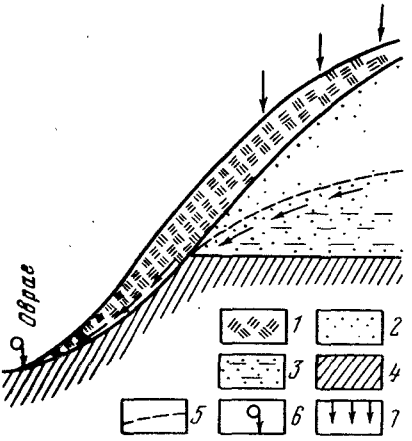


Рис. 77. Выход источника из делювия:
1 — делювий склона; *2* — песок; *3* — песок водоносный; *4* — глина; *5* — уровень грунтовых вод; *6* — источник нисходящий; *7* — инфильтрация осадков

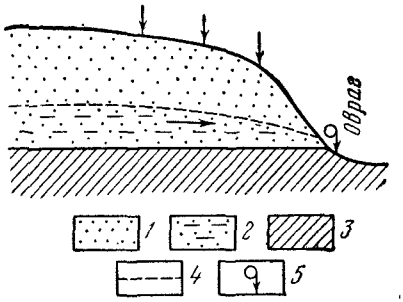


Рис. 78. Выход нисходящего источника вблизи контакта водоносных и водоупорных пластов:
1 — песок; *2* — песок водоносный; *3* — глина; *4* — уровень грунтовых вод; *5* — источник нисходящий

Аналогичное явление может возникать на участках выхода пластов высокой водопроводимости, перекрытых с поверхности песчано-глинистыми образованиями низкой водопроницаемости (рис. 77).

Причины выхода источников на дневную поверхность различны и обусловлены преимущественно воздействием геолого-литологических факторов и местной гидрографической сети [5]. Так, например, в результате углубления гидрографической сети происходит

вскрытие водоносных горизонтов, которые дают начало контактным источникам (рис. 78).

На некоторых площадях отмечаются выходы источников из аллювиальных отложений речных долин. Нередко такие выходы грунтовых вод наблюдаются на участках сужения речных долин, где происходит уменьшение поперечного сечения грунтового потока. Выходы воды могут быть также связаны с изменением состава отложений аллювиальной толщи. При изменении, например, песчаного состава аллювия на песчано-глинистый уменьшается скорость движения грунтовых вод, что вызывает подъем их уровня, а на пониженных элементах рельефа — выходы источников.

Полевые исследования показывают, что максимальное число источников наблюдается в наиболее глубоко врезанных в водораздельный массив балках и оврагах. В соответствии с количеством вскрытых водоносных горизонтов в глубоких эрозионных врезах (балках) выходят источники на разных высотных отметках (в таких балках вскрываются как грунтовые, так и артезианские воды, см. гл. XII).

Высокодебитные источники или несколько источников с более низкими дебитами иногда дают начало ручьям и речкам.

Разгрузка грунтовых вод в речных долинах по их берегам, а также и склонам других понижений (оврагов, балок) способствует образованию оползней, если на указанных элементах рельефа склоны сложены глинистыми пластичными породами, деформирующимися под воздействием подземной воды.

Гидрогеологическими исследованиями установлено, что в равнинных областях встречаются преимущественно источники нисходящего типа, а в горных районах — восходящего и нисходящего.

Существенно заметить, что в полевых условиях при отнесении источников к тому или иному типу приходится сталкиваться с определенными трудностями. Так, при условии питания источников грунтовыми водами отмечается спокойное истечение воды из очага разгрузки, а в случае их питания напорными водами происходит относительно быстрое излияние воды на поверхность из пород водоносного пласта или по тектоническому нарушению. Нередко одного этого признака для отнесения источника или группы источников к тому или иному типу оказывается недостаточно.

В полевых условиях для того, чтобы обоснованно установить причину появления разгрузки подземной воды через источники и увязать это природное явление с геологическим строением района исследований, приходится проводить несложные разведочные работы (расчистка или бурение мелких скважин), выполнять физико-химические анализы воды, а на некоторых (опорных) источниках организовывают даже кратковременные наблюдения за их режимом.

Дебит источников различный. Наибольшие дебиты показательны для трещиноватых и особенно закарстованных пород, где их расходы нередко составляют несколько сотен литров и даже несколько десятков кубометров воды в секунду (см. гл. XIII).

Д. Зональность грунтовых вод

Известно, что климат, почвы и растительность земного шара закономерно изменяются в направлении от полюсов к экватору.

Впервые зональная закономерность природных явлений была установлена известным русским почвоведом В. В. Докучаевым. Им доказано, что почвы как результат деятельности совокупности факторов — климата, почвообразующих пород, растительности, животных — имеют широтное зональное распространение. Такой же закономерности подчиняются и грунтовые воды. Выделением характерных зон грунтовых вод на территории европейской части СССР занимались П. В. Отоцкий, В. С. Ильин, О. К. Ланге, Г. Н. Каменский, И. В. Гармонов, В. И. Духанина и др. Весьма ценные материалы о закономерностях распространения грунтовых вод и их использовании в народном хозяйстве приведены во многих томах монографии «Гидрогеология СССР».

Придавая большое значение зональности грунтовых вод в связи с климатом и растительностью, Ф. П. Саваренский писал: «Зональность грунтовых вод тесно связана с зональностью климата и зональностью поверхностных образований: растительности, почвенного покрова и направления выветривания, наблюдающихся на поверхности земного шара» [10].

На схематической карте зональности грунтовых вод на Русской равнине, составленной А. Н. Семихатовым и В. И. Духаниной, выделено семь зон (рис. 79).

Рассмотрим зональность грунтовых вод по Г. Н. Каменскому [4].

Как уже отмечалось, Г. Н. Каменский выделяет на территории СССР два генетических типа грунтовых вод: 1) грунтовые воды выщелачивания и 2) грунтовые воды континентального засоления.

Грунтовые воды выщелачивания характерны для областей с избыточным увлажнением, т. е. для таких областей, где годовое количество атмосферных осадков превышает величину годового испарения. Они могут формироваться, кроме того, и на площадях с недостаточным увлажнением, но с высокой проницаемостью горных пород и хорошим естественным дренажем.

В пределах распространения грунтовых вод выщелачивания наблюдается постепенное увеличение их минерализации с севера на юг. На севере грунтовые воды весьма слабо минерализованы: южнее находится широкая полоса грунтовых вод гидрокарбонатного кальциевого типа с сухим остатком 300—500 мг/л и общей жесткостью 4—5 мг-экв/л; еще южнее развиты грунтовые воды повышенной минерализации — сульфатные и сульфатно-хлоридные с сухим остатком более 1000 мг/л.

Грунтовые воды континентального засоления формируются на территориях сухих степей, полупустынь и пустынь, где вследствие малого количества осадков, интенсивного испарения и отсутствия естественного дренажа нет благоприятных условий для развития грунтовых потоков.

По степени минерализации воды континентального засоления изменяются от слабосолоноватых до соленых; по химическому

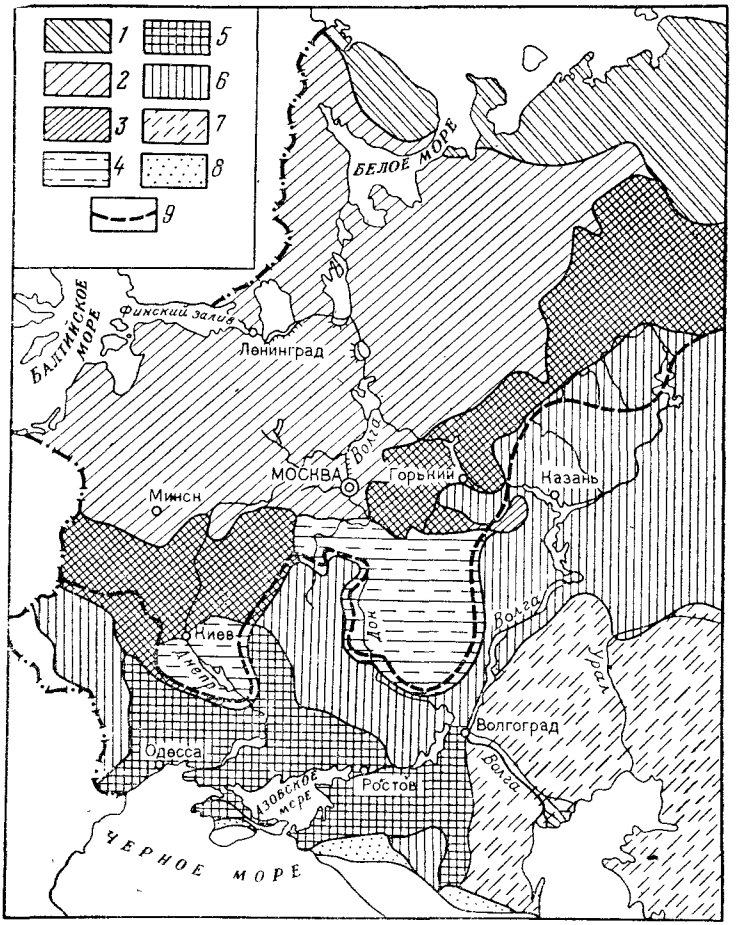


Рис. 79. Схема зональности грунтовых вод на Русской равнине (по А. Н. Семихатову, В. И. Духаниной):

1 — надмерзлотные сезонные воды тундры Севера и неглубокие воды тундры Кольского полуострова; *2* — грунтовые воды ледниковой области со свежим рельефом последнего оледенения; *3* — грунтовые воды зандрово-аллювиальных равнин, развитых вдоль южного края последнего (вюрмского) оледенения; *4* — грунтовые воды области со сглаженным ледниковым рельефом максимального (днепровского) оледенения, включая Днепровский и Донской языки оледенения; *5* — грунтовые воды лёссовой области; *6* — грунтовые воды области с маломощным четвертичным покровом (области выхода на поверхность дочетвертичных пород); *7* — грунтовые воды морских и аллювиально-дельтовых равнин Прикаспия (область «плавающих» пресных линз на соленых водах); *8* — грунтовые воды предгорных наклонных равнин Карпат, Крыма, Кавказа; *9* — граница максимального оледенения на Русской равнине

(анионному) составу они относятся к сульфатному, сульфатно-хлоридному и хлоридному типам.

Реже в засушливых областях, на отдельных участках, благоприятных для инфильтрации и подземного стока, встречаются

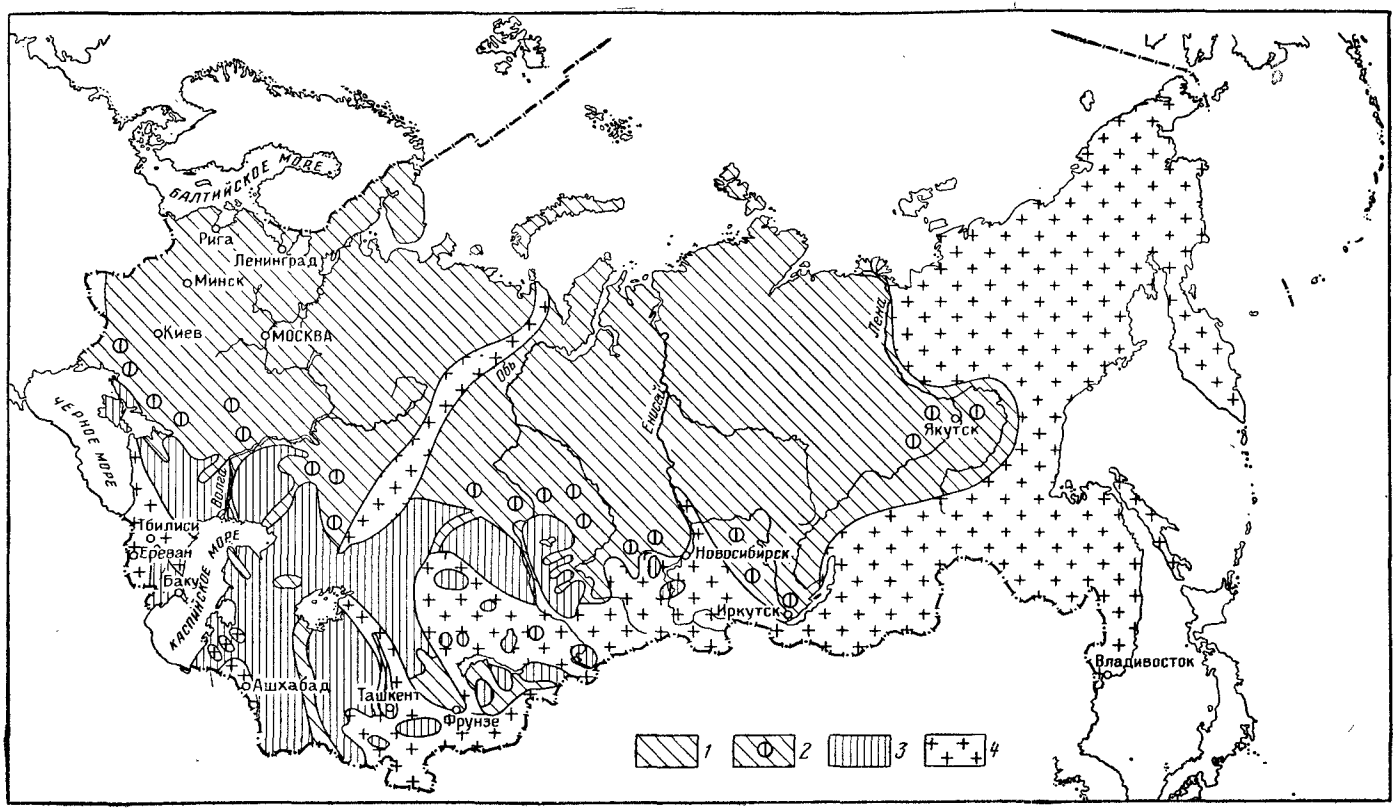


Рис. 80. Карта-схема грунтовых вод СССР (по Г. Н. Каменскому):

1 — грунтовые воды выщелачивания; *2* — грунтовые воды выщелачивания с внутризональными участками вод континентального засоления; *3* — грунтовые воды континентального засоления; *4* — грунтовые воды выщелачивания горных пород

гидрокарбонатные кальциевые воды, залегающие в виде линз. Воды такого состава развиты в некоторых бессточных котловинах и в прибрежных полосах вдоль равнинных рек, где подземные воды питаются за счет не только инфильтрации атмосферных осадков, но также поглощения поверхностных вод.

Грунтовые воды выщелачивания занимают огромное пространство в европейской части СССР и в Сибири, воды этого типа развиты и в горных районах (рис. 80). Грунтовые воды континентального засоления распространены главным образом на юго-востоке европейской части СССР, а также в сухих степях южной части Западно-Сибирской низменности и пустынях Средней Азии. По южной границе распространения грунтовых вод выщелачивания широко развиты внутризональные участки вод континентального засоления (см. рис. 80).

Е. Основные виды грунтовых вод по условиям залегания и их характеристика

Ниже в соответствии с классификацией подземных вод А. М. Овчинникова и П. П. Климентова (см. табл. 16) кратко рассмотрены следующие виды грунтовых вод: 1) речных долин; 2) ледниковых отложений; 3) степей, полупустынь и пустынь; 4) конусов выноса и предгорных наклонных равнин; 5) горных областей; 6) морских побережий.

Грунтовые воды речных долин. Речные долины обычно выполнены песчано-глинистыми аллювиальными отложениями. В областях древнего оледенения речные долины нередко заполнены флювиогляциальными отложениями ледниковых потоков. В некоторых речных долинах (особенно древних) аллювиальные отложения по составу расчленяются на две толщи: нижнюю и верхнюю. Нижняя толща сложена грубыми песчаными и даже песчано-гравелистыми породами, верхняя — мелкозернистыми песками, илистыми суглинками и глинами. Такое строение речных долин отмечено на Волге, Оке, Москве, Днепре и других крупных реках Русской равнины. При описанных литологических особенностях разреза речных долин наиболее водообильной является нижняя толща аллювиальных отложений. Следует, однако, добавить, что на отдельных участках в некоторых речных долинах аллювиальные толщи пород отличаются большой изменчивостью состава как по вертикали, так и по простиранию. По причине непостоянства пород, слагающих водоносные толщи, в них вскрываются как безнапорные (чаще), так и напорные подземные воды.

В аллювиальных отложениях речных долин обычно отмечаются потоки подземных вод, гидравлически связанные с русловыми водами; направление подземного и поверхностного потоков часто совпадает (особенно в прирусловой части речных долин).

Питание аллювиальных вод в пределах речных долин происходит за счет инфильтрации атмосферных осадков; поглощения на речных террасах поверхностных вод, стекающих со склонов долин; подтока

подземных вод со стороны из других водоносных горизонтов, обладающих большим напором, чем аллювиальные, или расположенных на более высоких отметках местности. В засушливых районах аллювиальные воды питаются за счет поглощения русловых вод рек. В ирригационных районах дополнительное питание грунтовые воды получают за счет фильтрационных потерь из каналов, проложенных на речных аллювиальных террасах.

Обычно расход рек во много раз превосходит расход подземного потока в речных долинах. Исключением служат некоторые горные реки, воды которых в предгорных районах нередко полностью используются для орошения. Подземный же поток в таких речных долинах продолжает существовать, причем аллювиальные воды движутся здесь в хорошо отсортированных толщах галечников, обладающих высокой водообильностью.

Грунтовые воды речных долин, как было отмечено в гл. II, оказывают существенное влияние на речной сток. В меженный период (особенно в зимний) они являются единственным источником питания поверхностных водотоков.

Глубина залегания аллювиальных вод различна: от 0 (выход нисходящих источников) до 10—12 м и более.

Чаще встречаются аллювиальные воды пресные и по химическому составу относятся к гидрокарбонатному кальциевому типу.

Наиболее широко аллювиальные воды эксплуатируются при помощи неглубоких (2—8 м) копаных колодцев в сельских районах; они также используются для водоснабжения промышленных предприятий и городов. При крупном водоснабжении водозабор осуществляется системой взаимодействующих буровых скважин с установкой рабочей части фильтра в нижней, наиболее водообильной толще аллювиальных отложений.

Подземной водой, забираемой из мощных древнеаллювиальных речных отложений, снабжается столица Индии г. Дели. Здесь при глубине скважин 100—150 м их дебит достигает 2000—2500 м³/сут при понижении уровня на 10—12 м.

Весьма мощный поток грунтовых вод находится в долине р. Нила. Водоносный горизонт вскрыт в песчано-гравелисто-галечниковых отложениях мощностью до 300 м при ширине потока 10 км. Сверху водоносный горизонт перекрыт глинами толщиной 10—12 м; снизу он подстилается глинами третичного возраста. Под руслом р. Нила кроющие глины размыты, поэтому здесь подземные воды гидравлически связаны с речными. Подземные воды долины р. Нила широко используются для орошения.

В верхней части долины р. Нила отбирается из подземного потока за время с февраля по август около 1000 млн. м³ воды, которой орошается свыше 100 тыс. га земли; в средней части долины забирается около 500 млн. м³ воды для орошения еще 80 тыс. га земли; в низовьях р. Нила дренируется речным руслом ежегодно не менее 500 млн. м³ воды. При меженном уровне, определенном в июле, общий расход подземного потока, подсчитанного египетскими специалистами, определен в количестве 9000 млч. м³ в год [1].

Подземные воды аллювиальных отложений рек Инда, Чинаб и др. весьма широко используются для целей водоснабжения в Западном Пакистане. Водосодержащие горизонты в долинах названных рек сложены разнозернистыми песками с гравием и слоями глин толщиной 4—7 м. Максимальная мощность аллювиальной толщи превышает 600 м; к бортам речных долин она уменьшается до 100—150 м. Поверхность грунтовых вод залегает на глубине 3—4 м. Дебиты отдельных скважин глубиной 200—300 м при диаметре фильтра 203 мм достигают 180 м³/ч при понижении уровня до 6 м от статического. В аллювиальной толще до глубины 200—300 м распространены пресные воды, а глубже — соленые [1].

При выборе участков для заложения скважин следует учитывать, что если расстояние их (скважин) от уреза воды в речном русле принято меньше радиуса влияния *, то при откачке из них в пределы депрессионной воронки будет подсасываться речная вода, что на некоторых участках может привести к ухудшению санитарного состояния вод, извлекаемых из аллювиальных отложений.

Грунтовые воды ледниковых отложений. Ледниковые отложения представлены неотсортированными валунными глинами и суглинками, а также песчаными флювиогляциальными отложениями. Глины и суглинки служат водоупором для грунтовых вод; водонасыщенными породами являются пески.

На северо-западе и севере территории европейской части СССР, в Польше и других странах флювиогляциальные пески выполняют древние долины. Отложения этого вида в других районах нередко залегают на значительных площадях, имеющих пологий наклон.

Флювиогляциальные пески поглощают как атмосферные осадки, выпадающие непосредственно на площадь, занятую песками, так и воды, стекающие с прилегающих возвышенностей, сложенных моренными глинами и суглинками. При значительной площади распространения и большой мощности флювиогляциальных песков в отдельных районах с влажным климатом создаются благоприятные условия для накапливания в них значительных ресурсов грунтовых и местами артезианских вод (см. ил. XII).

Условия залегания грунтовых вод в ледниковых отложениях крайне невыдержанны. По данным Г. В. Богомолова, из двух скважин, расположенных на расстоянии 35 м одна от другой, первая вскрыла грунтовые воды на глубине нескольких метров, а вторая — на глубине нескольких десятков метров. Имеются скважины сухие, не встретившие подземных вод. Последние пройдены в валунных глинах и суглинках. Грунтовые воды, заключенные в флювиогляциальных песках, обычно слабо минерализованы.

Грунтовые воды ледниковых отложений, так же как и подземные воды речных долин, широко используются для водоснабжения сельских местностей, а нередко крупных городов и промышленных предприятий.

---

* Радиус влияния — расстояние от скважины, из которой проводится откачка воды, до границы зоны ее влияния.

В районе г. Мытищи, к востоку от Москвы, располагается обширный бассейн грунтовых вод, залегающих в над- и подморенных песках общей мощностью несколько десятков метров. В начале XVIII в. здесь был сооружен водозабор, снабжавший долгое время водой Москву. В настоящее время основное количество воды в Москву подается из р. Волги через канал им. Москвы.

Грунтовые воды степей, полупустынь и пустынь. На территории СССР пустыни и полупустыни занимают огромную площадь — около 12% всей поверхности. Они распространены в Узбекистане, Каракалпакии и южной части Казахстана, где находятся пустыни Каракум, Кызылкум, Муюнкум, Сары-Ишикотрау и Бетпак-Дала. Степи и особенно полупустыни и пустыни характеризуются малым количеством атмосферных осадков (в среднем около 150—250 мм в год) при высокой испаряемости (до 2500 мм в год и более). Речная сеть развита очень слабо. Реки, протекающие по пустыням, относятся к «транзитным», поскольку они не получают питания по пути движения. Реки Амударья, Сырдарья и др. после выхода из гор расходуют свои воды на питание грунтовых вод и испарение.

Значительные площади указанных областей заняты сухими песками, лёссовидными и глинистыми породами, слабо воспринимающими атмосферные осадки. Выпадающие на поверхность степей, полупустынь и пустынь в теплое время года атмосферные осадки расходуются в основном на испарение и в незначительном количестве на инфильтрацию; в отдельных районах может иметь место конденсация водяных паров из воздуха. Таким образом, условия для накопления грунтовых вод в степях и особенно в полупустынях и пустынях весьма неблагоприятны.

В степях твердые зимние осадки сносятся ветром в балки и овраги, где создаются более благоприятные условия для накопления подземных вод. В эти же понижения направлен поверхностный сток, возникающий при редких дождях. Наблюдения показывают, что в понижениях рельефа грунтовые воды залегают на небольшой глубине и нередко имеют удовлетворительный химический состав. Как в понижениях (лиманах), так и на других участках степей, полупустынь и пустынь пресные воды залегают в виде тех или иных размеров линз на соленой грунтовой воде. Условия залегания линз пресных и соленых вод в Прикаспийской низменности, сложенной в верхней части песчано-глинистыми породами, показаны на рис. 76.

На возвышенных участках степей грунтовые воды необильны и обычно сильно минерализованы.

В районах распространения лёссовидных пород уровень грунтовых вод нередко находится на значительной глубине; воды сильно минерализованы.

Пустыни и полупустыни расположены в бессточных областях. Поверхностные воды здесь или стекают во внутренние замкнутые озера, не имеющие связи с океаном, или по пути движения расходуются на фильтрацию в песчаные породы и испарение, не достигая озер. Наиболее крупная в СССР, как уже указывалось (см. гл. II), Арало-Каспийская бессточная область.

Воды бессточных озер расходуются главным образом на испарение, что приводит к накоплению в бессточных впадинах различных солей. Следовательно, эти впадины выполняют ту же роль, что моря и океаны, аккумулирующие водорастворимые соли. Вода этих озер, естественно, сильно минерализована. Неглубокие озера летом полностью пересыхают и на их поверхности образуется соленая корка с трещинами усыхания (рис. 81).

С поверхности суши испаряются не только атмосферные осадки, но и при определенных условиях также грунтовые воды. При большой глубине залегания грунтовых вод испарение с их поверхности незначительно; если же глубина залегания грунтовых вод не превосходит высоты капиллярного поднятия, испарение резко увеличивается вследствие непрерывного подъема грунтовой воды по капиллярам к поверхности земли. Этот процесс ведет к засолению почвенного покрова и образованию солончаков.

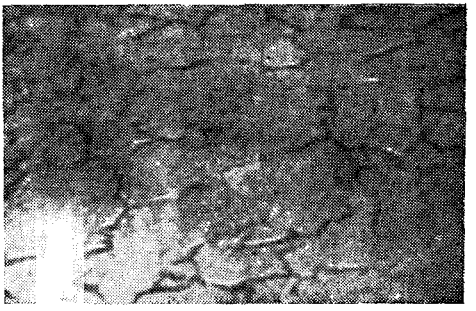


Рис. 81. Участок поверхности высохшего озера, покрытый коркой потрескавшейся засоленной породы

В сухих степях и полупустынях грунтовые воды иногда залегают на небольшой глубине. В Прикаспийской низменности, например, грунтовые воды часто залегают на глубине всего нескольких метров от поверхности, причем, как правило, они сильно минерализованы. Только на повышенных элементах рельефа, на участках дренирования горизонта грунтовых вод речными долинами на сравнительно небольших участках понижений, как уже отмечалось, где накапливаются и в большем количестве просачиваются поверхностные воды, создаются благоприятные условия для опреснения грунтовых вод.

Грунтовые воды песчаной пустыни Каракумы в Туркмении сильно минерализованы и часто непригодны для питья. Только у подножия Копет-Дага имеются источники и колодцы с пресными водами, поступающими со стороны гор. Небольшое количество относительно пресных вод в Каракумах можно получить на так называемых такырах, представляющих собой ровные глинистые площадки среди барханных песков (рис. 82). Поверхностные воды, возникающие в периоды выпадения осадков, стекают в такыры с ближайших склонов, через естественные трещины или искусственные канавы и ямы фильтруются в песчаные толщи и, достигнув уровня грунтовых вод, оттесняют соленые воды в стороны. Так образуются линзы пресных вод, пригодных для питья.

За последние годы в пустынных районах Туркмении и других местах проведены детальные гидрогеологические исследования, которыми установлено наличие значительного числа песчаных линз

с пресной и слабосолоноватой водой (Н. Г. Шевченко, В. Н. Купин, Н. А. Огильви, В. Н. Чубаров и др.). Так, например, на различных площадях Приузбойских Каракумов вскрыто несколько линз пресных грунтовых вод. Большую ценность в народнохозяйственном отношении представляет Ясханская линза пресных вод, распространенная в центральной части Приузбойских Каракумов. Площадь этой линзы, оконтуренной изолинией минерализации воды 1 г/л, превышает 2000 км², мощность водонасыщенных пород 80 м.

Линзы пресных и относительно пресных вод в пределах лиманов, на такырах и других участках широко используются местным населением для водоснабжения и водопоя скота.

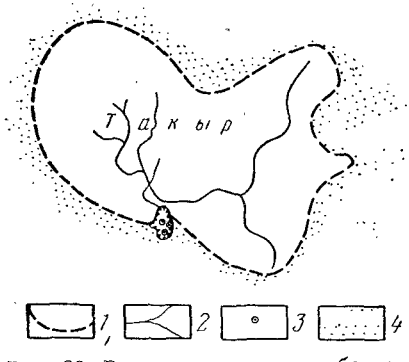


Рис. 82. Расположение водосборных колодцев на такыре (по М. С. Макееву).

1 — контур такыра; *2* — водосборные канавы; *3* — колодцы; *4* — песчаные гряды

В отдельных пустынных зонах например в Средней Азии, грунтовые воды пресного состава вскрываются колодцами и скважинами только вблизи поверхностных водотоков и постоянных оросительных каналов. Питание этих вод на таких участках осуществляется за счет фильтрационных потерь речных и оросительных вод. На некотором удалении от речных русел и оросительных каналов минерализация грунтовых вод заметно повышается вследствие недостаточного питания и интенсивного испарения с поверхности при неглубоком залегании их уровня. Для целей орошения в СССР широко используются воды таких крупных рек, как Амударья, Сырдарья, Или, Чу и др.

Следовательно, в ирригационных районах оросительные воды служат дополнительным, а нередко и основным источником питания грунтовых вод. Так, по данным Д. М. Каца, в некоторых районах Узбекской ССР поглощение оросительных вод составляло около 450 мм в год, при этом фильтрационные потери из ирригационных каналов в среднем достигали 70%. На участках с высокой водопроводимостью фильтрация оросительных вод существенно снижает степень минерализации грунтовых вод. При этом следует указать, что усиленная фильтрация вод с поверхности на участках неглубокого залегания зеркала грунтовых вод приводит к засолению почвенного покрова, поскольку на таких участках интенсивнее становится процесс испарения влаги.

Грунтовые воды конусов выноса и предгорных наклонных равнин *. В СССР имеются крупные горные области и прилегающие к ним предгорные и степные равнинные области (Средняя Азия,

* Этот пункт гл. XI составлен в основном по материалам Ф. П. Саваренского [10] и А. Н. Семихатова [11].

Закавказье и др.), где широко распространены подземные воды. Здесь условия залегания грунтовых вод существенно иные, чем для описанных выше трех видов. Различие резко подчеркивается климатическими особенностями. Следует остановиться на двух основных условиях залегания здесь грунтовых вод: конусах выноса горных рек, или, как их иногда называют, сухих дельтах, и предгорных наклонных равнинах (шлейфах). И те и другие площади земель используются в сельском хозяйстве в зависимости от наличия воды. На них находятся и орошаемые земли, занятые главным образом техническими культурами, и богарные, используемые для выпаса скота.

В горных областях реки, прорезающие горные хребты, несут с собой массу разнообразного по величине и окатанности обломочного материала. С выходом рек на равнину или в межгорную широкую долину скорость их течения уменьшается и соответственно теряется часть энергии, вследствие чего из воды начинает выпадать минеральный материал. Ближе к выходу из гор отлагается крупный материал, далее от горного ущелья — более мелкий. Такие рыхлые обломочные отложения заключают в своей толще грунтовые воды, которые питаются частично за счет инфильтрации атмосферных осадков, а частично за счет поглощения речных вод, спорадически (чаще весной) протекающих по конусам выноса.

Обычно еще до выхода горной реки из ущелья в речной долине отлагается крупный обломочный материал, который поглощает некоторую часть воды горного потока. В пустотах крупнообломочного материала вода течет дальше и входит в конус выноса, расположенный уже за пределами ущелья. Здесь, поблизости от гор, река отдает наибольшее количество воды, где и происходит наиболее интенсивное питание грунтовой воды сухой дельты атмосферными осадками. Далее от гор питание атмосферными осадками становится все слабее в соответствии с более мелкозернистым материалом, слагающим конус выноса. Уровень грунтовых вод в конусе выноса вблизи гор залегает глубоко. по направлению к его периферии поднимается все выше и выше, и, наконец, грунтовые воды в виде многочисленных источников выходят на поверхность. Наиболее крупные источники дают начало мелким ручьям.

Причина выхода на поверхность подземных вод заключается в следующем. Поры горных пород, слагающих конусы выноса, ближе к периферии становятся тоньше. То количество воды, которое поступает в конус выноса близ гор и протекает в пустотах крупнообломочного материала, уже не успевает фильтроваться в одно и то же время через мелкие поры. Это обстоятельство приводит к тому, что уровень подземных вод начинает подниматься ближе к поверхности. При этом необходимо указать, что и поверхность земли к периферии конуса понижается.

На рис. 83 изображен конус выноса одной из рек с источниками, выходящими из него по краям. Картина эта настолько типична, что она может иллюстрировать условия водоносности конусов выноса, например, в Средней Азии, Ферганской долине, Закавказье и других районах.

Далее, по направлению к периферии конуса выноса за зоной интенсивного выклинивания уровень грунтовых вод снова начинает погружаться. Глубина погружения грунтовых вод определяется величиной вреза естественных поверхностных водотоков (местный дренаж), а при отсутствии последних — величиной испарения, влияние которого на отдельных площадях сказывается до глубины 3—4 м.

К периферии конуса выноса грунтовые воды местами приобретают некоторый напор, так как в толще мелкозернистого песчаного

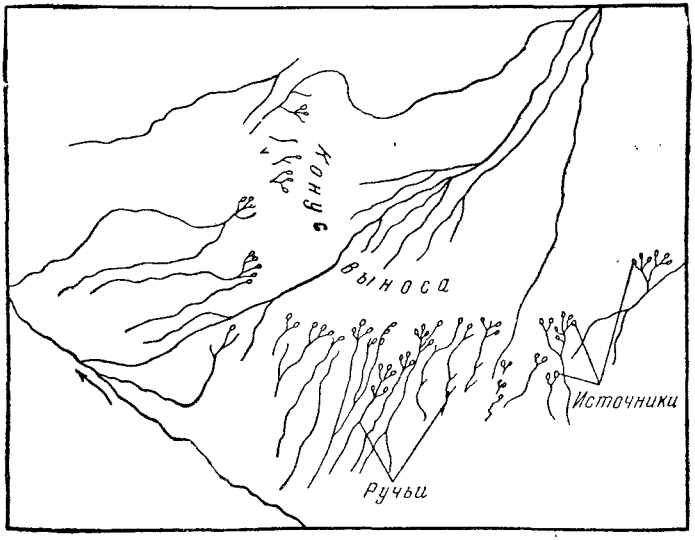


Рис. 83. Конус выноса с многочисленными источниками по его нижней границе (по Ф. П. Саваренскому)

в основном материала встречаются пласты и линзы более глинистого или относительно менее водопроницаемых отложений, чем подстилающие более крупнозернистые слои. Вследствие этого на некоторых участках по периферии конусов выноса можно получить даже самоизливающиеся воды (рис. 84).

С изменением скорости движения грунтовых вод и с приближением зеркала грунтовых вод к поверхности изменяется и химический состав подземной воды.

По химическому составу грунтовые воды в верхней части конусов выноса мало, а нередко и совсем не отличаются от речной слабоминерализованной воды, питающей конусы выноса. Минерализация воды здесь обычно небольшая, так как реки питаются в горах талыми водами ледников и снежников, а также и атмосферными осадками. Залегая глубоко, грунтовая вода в вершине конуса выноса не подвергается испарению. Следовательно, концентрация солей в воде этой зоны практически не возрастает. Ближе к периферии конуса выноса толщи горных пород сложены более мелкозернистыми раз-

ностями, из которых движущейся водой происходит выщелачивание солей. Близость уровня грунтовых вод к поверхности земли влечет подъем воды по капиллярам, и процесс испарения этой воды приводит к увеличению степени ее минерализации.

При рассмотрении степени и характера минерализации грунтовых вод на конусах выносов нельзя не принимать во внимание исходный минеральный состав поверхностных вод, питающих подземные воды.

Необходимо добавить, что основное питание подземных вод тесно связано с режимом поверхностных водотоков. Реки имеют

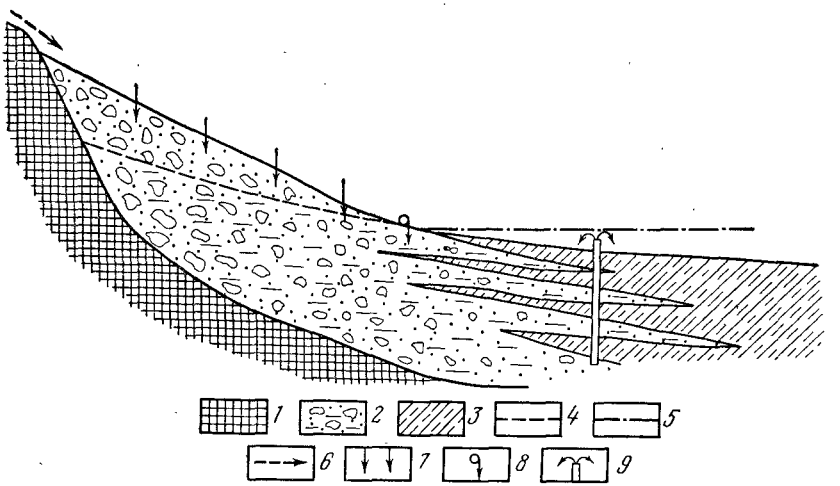


Рис. 84. Схематический гидрогеологический разрез конуса выноса:

1 — породы горного склона и ложа конуса выноса; *2* — гравийно-галечные и песчаные отложения; *3* — суглинки и глины; *4* — уровень грунтовых вод; *5* — пьезометрический уровень; *6* — направление движения вод поверхностного стока; *7* — инфильтрация вод поверхностного стока и атмосферных осадков; *8* — источник нисходящий; *9* — фонтанирующая скважина

снеговое или ледниковое питание с наибольшими расходами в период таяния снежников и ледников. В это время происходит и наибольшее поглощение поверхностных вод, превращение их в подземные. Питание атмосферными осадками чаще отмечается весной и зимой.

В зоне выклинивания грунтовых вод и ниже по склонам рельефа местности влияние поверхностных вод на уровень грунтовых вод значительно падает. Наибольшее влияние здесь приобретают испарение и транспирация. В зоне выхода грунтовых вод колебания их уровня не более 1 м, но ниже по рельефу те же причины вызывают колебания до 3 м и более в течение года.

В областях с сухим климатом в предгорных районах накапливаются большие толщи обломочного материала, выносимого реками, небольшими оврагами и сносимого со склонов.

По мере накопления обломочного материала отдельные небольшие конусы сливаются в сплошную полосу конусов выноса, формируя наклонные равнины, окаймляющие подножия гор. Предгорные наклонные равнины отчетливо выражены в Средней Азии и Закав-

казье. В распределении различной величины обломочного материала на предгорных равнинах в общем действует та же закономерность, что и на больших площадях сухих дельт. Геологическое строение предгорных равнин в некоторых местах хорошо изучено в связи с использованием подземных вод для водоснабжения и орошения, например разрезы Кусарской равнины, воды которой подведены к одному городу, расположенному от нее почти на 200 км.

Если в горах имеются снежники и ледники, выпадают обильные атмосферные осадки, запасы подземной воды в предгорных наклонных равнинах достигают огромных значений; при слабом же питании, как, например, в районе Копет-Дага (Туркменская ССР), эти запасы ограниченны. Прослои и линзы мелкозернистых песков или глин среди относительно более крупного материала создают условия для образования напорных вод, на некоторых участках самоизливающихся при вскрытии их буровыми скважинами (см. рис. 84). В предгорных равнинах так же, как и в конусах выноса, уровень вод, залегающих достаточно глубоко, приближается по мере удаления от гор к поверхности и в определенной полосе дает выходы источников. А еще ниже по рельефу в прилегающей степи в связи с климатическими условиями уровень вод начинает понижаться. В Средней Азии и Закавказье на понижение уровня грунтовых вод сильное влияние оказывает испарение.

Мощные континентальные отложения предгорных наклонных равнин нередко являются природными коллекторами огромных запасов как грунтовых, так и артезианских вод (см. гл. XII). Запасы подземных вод в данных геологических структурах формируются путем поглощения вод поверхностных водотоков, а также инфильтрации атмосферных осадков. Подземные воды, находящиеся в сфере активного водообмена, обычно имеют невысокую минерализацию.

Характер строения и условия питания предгорных шлейфов в совокупности с климатическими особенностями определяют различную степень минерализации подземных вод. Минерализация увеличивается по мере удаления от области питания подземных вод, т. е. от гор, и главное значение в этом процессе принадлежит испарению.

Воды предгорных равнин, так же как и воды сухих дельт, широко используются для орошения и водоснабжения. Еще в глубокой древности эти воды каптировались и выводились самотеком через кяризы (рис. 85)

Кяризы и до сих пор существуют в Закавказье и Средней Азии. Количество воды, получаемой кяризами, очень различно в зависимости от литологических особенностей водоносных слоев и условий их питания. Так, по данным Н. М. Победоносцева, в Азербайджанской ССР в настоящее время насчитывается около 900 действующих кяризов с суммарным дебитом в зависимости от времени года 20—30 м³/с [9]. Дебит отдельных кяризов достигает 200—250 л/с, а их средние расходы от 25 до 50 л/с. Значительная глубина заложения головных частей кяризов (до 30—60 м) и большая длина водосборных штолен кяризов обусловливают устойчивость их расходов.

Насколько велико значение таких кяризов для сельского хозяйства, можно видеть из того, что в Азербайджане водой кяризов орошается до 50 тыс. га земли.

В Иране количество кяризов достигает 300 при общей их длине свыше 15 тыс. км. Наибольшая глубина головных колодцев, через которые при строительстве кяризов подается горная порода на поверхность, достигает 250 м. Суммарный расход, каптируемый кяризами подземной воды, составляет 560 м³/с. Этой подземной водой в Иране орошается до 50% земель и снабжается 18 000 населенных пунктов [1].

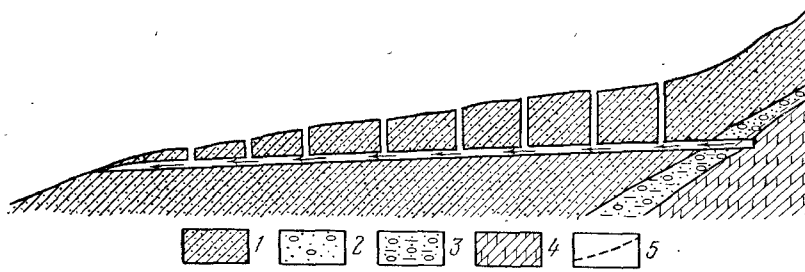


Рис. 85. Схема продольного разреза кяриза:
1 — покровные суглинки; *2* — песок и галечник; *3* — песок и галечник водоносные; *4* — породы дочетвертичного возраста; *5* — уровень подземных вод

Грунтовые воды горных областей. В горных областях грунтовые воды распространены в породах коры выветривания, а также встречены в трещинах и более крупных тектонических нарушениях дочетвертичных пород.

Эти трещины и нарушения в породах обусловлены как процессами выветривания, так и тектоническими явлениями. Вследствие резкой расчлененности рельефа движение подземных вод в горных областях происходит относительно быстро, а на поверхности (чаще в понижениях) наблюдаются выходы многочисленных, обычно малодебитных источников.

Как уже было отмечено (см. гл. II), в горных районах наблюдается вертикальная климатическая зональность, характеризующаяся увеличением количества выпадающих атмосферных осадков с высотой. Это природное явление, безусловно, оказывает влияние на условия питания подземных вод.

Горные районы вследствие больших уклонов поверхности отличаются повышенными коэффициентами поверхностного стока, местами достигающими 0,90. В некоторых горных районах (особенно с засушливым климатом, относительно пологим рельефом и спокойным залеганием пластов горных пород) значительная часть атмосферных осадков расходуется на испарение, поэтому на долю инфильтрации приходится несколько процентов от общего количества выпадающих осадков.

Подземные воды встречены как в рыхлых четвертичных (песчаных и грубообломочных) отложениях, так и в трещинах пород дочет-

вертичного возраста, причем в таких районах распространены и безнапорные и напорные подземные воды. Как уже было отмечено, в грубообломочных продуктах разрушения горных пород, формирующих конусы выноса и предгорные наклонные равнины, содержатся крупные запасы подземных, обычно слабо минерализованных, вод.

В аллювиальных отложениях горных рек нередко наблюдаются мощные грунтовые потоки. В засушливых районах речные воды при выходе на равнины полностью забираются системой водозаборных каналов (арыков) на нужды орошения, в результате чего русла рек становятся сухими. На таких участках продолжают существовать только подрусловые потоки.

В замкнутых межгорных бессточных котловинах отмечается определенная закономерность в химическом составе подземных вод. В Ферганской котловине, например, наблюдается резкое увеличение минерализации грунтовых вод от краевых частей котловины к центру, в этом же направлений уменьшается глубина их залегания. Аналогичная закономерность по глубине залегания и по степени минерализации грунтовых вод была установлена Ф. П. Саваренским для Кура-Араксинской низменности Закавказья [10].

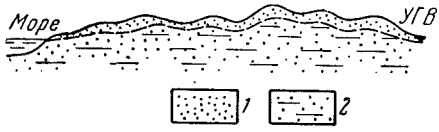


Рис. 86. Поверхность уровня грунтовых вод в дюнах:
1 — песок; *2* — песок водоносный

Такая зональность в распределении грунтовых вод объясняется условиями рельефа, климата и направленностью стока. В горных районах располагаются области питания и здесь же выпадает большее количество осадков, а уровень грунтовых вод находится на значительной глубине, исключающей испарение, поэтому подземные воды на таких площадях пресные. В центральных же частях межгорных котловин выпадает меньше осадков, поэтому почвы здесь не промываются, а неглубокое залегание грунтовых вод (меньше высоты капиллярного поднятия) и высокое испарение способствуют накоплению солей и в почвенном слое и в грунтовых водах [5, 6].

Грунтовые воды песчаных морских побережий. На морских побережьях, сложенных дюнными песками, на отдельных участках распространены грунтовые воды относительно пресного состава. Питание этих вод происходит за счет проникновения в пески атмосферных осадков, внутригрунтового испарения и в меньшей мере за счет подтока вод со стороны прилегающих возвышенностей. Поверхность грунтовых вод здесь в сглаженном виде отражает дюнный ландшафт (рис. 86).

Исследованиями установлено, что на участках прибрежных дюн и на морских островах пресные воды на некоторой глубине постепенно сменяются солеными. Как правило, уровень пресной воды находится выше горизонта воды в море, причем, чем дальше от моря, тем выше уровень и больше мощность пласта пресных вод, залегающего на соленых водах. На некотором удалении от морского по-

бережья грунтовые воды имеют смешанный состав: здесь морские соленые воды разбавлены пресными инфильтрационными. Поэтому их тип становится хлоридно-гидрокарбонатным натриево-магниевым с сухим остатком 3—30 г/л.

На морских песчаных побережьях и морских островах инфильтрующиеся с поверхности атмосферные осадки (а местами, возможно, и конденсационная вода) накапливаются в пористых пластах в виде той или иной мощности пресных вод на поверхности соленых морских вод. При этом морская вода оттесняется в стороны. В результате указанного процесса формируются пласты и линзы пресных вод, залегающих на соленых водах. Смешение слабоминерализованных вод с морскими солеными путем диффузии происходит весьма медленно, и они долгое время продолжают оставаться пресными или слабоминерализованными.

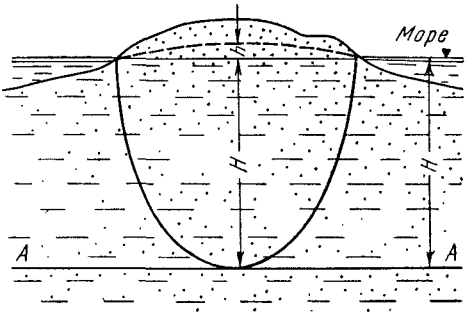


Рис. 87. Глубина залегания грунтовых пресных вод на песчаном острове в море

Мощность толщи пресных вод в центральной части песчаного морского острова можно установить следующим путем. Допустим, что глубина распространения пресных вод от уровня моря равна H, а превышение уровня пресных вод в центральной части острова над уровнем моря — h (рис. 87). Тогда, поскольку плотность морской воды в среднем равна 1,024, а пресной — 1, можно составить следующее уравнение, выражающее условие гидростатического равновесия для пограничной плоскости AA:

$$H + h = 1{,}024\,H, \qquad \text{(XI.1)}$$

откуда

$$h = 0{,}024\,H \approx \frac{1}{42}\,H. \qquad \text{(XI.2)}$$

Таким образом, превышение уровня пресной воды на острове над уровнем моря составляет приблизительно 1/42 глубины распространения пресной воды, считая от уровня моря. Отсюда легко определить и мощность горизонта пресных вод:

$$h + H = h + 42\,h = 43\,h. \qquad \text{(XI.3)}$$

Грунтовые воды дюн широко используются для водоснабжения некоторых городов и селений в Голландии. Пресные грунтовые воды в дюнах и на морских островах отмечены на Балтийском море. Линзы относительно пресных вод местами встречаются на Каспийском море в песках и древнекаспийских песчаниках и известняках. Так, в одном из районов эксплуатируется линза грунтовых вод с сухим остатком

1000—3000 мг/л и содержанием иона хлора 100—500 мг/л. С глубиной степень минерализации воды резко возрастает. Мощность пресных вод в центральной части линзы достигает 5 м, к краевым частям она постепенно сходит на нет.

По(данным Я. С. Садыкова, подземная вода, залегающая в форме линз рис. 88), используется для водоснабжения на полуострове Муйнак в Узбекистане.

При эксплуатации грунтовых вод песчаных морских побережий не следует отбирать из пласта или линзы большего количества воды,

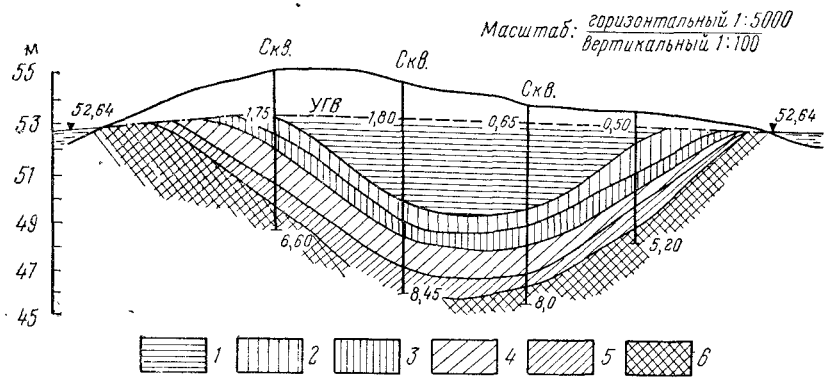


Рис. 88. Гидрохимический разрез линзы пресных вод южной части полуострова Муйнак (по Я. С. Садыкову):

грунтовые воды с общей жесткостью (мг-экв/л): *1* — от 5 до 7; *2* — от 7 до 10; *3* — от 10 до 14; *4* — от 14 до 21; *5* — от 21 до 36; *6* — свыше 36

чем то, которое обеспечивается местным питанием, а также возможным подтоком пресных вод со стороны суши, иначе минерализация воды будет увеличиваться.

Количество пресных вод, притекающих из линз в водосборные сооружения (галереи, колодцы), устанавливается на основании данных опытных откачек и режимных наблюдений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Богомолов Г. В. Гидрогеология с основами инженерной геологии. Изд. 3-е. М., «Высшая школа», 1975. 320 с. с ил.

2. Гавич И. К., Лучшева А. А., Семенова С. М. Сборник задач по общей гидрогеологии. М., «Высшая школа», 1964. 252 с. с ил.

3. Гармонов И. В. Зональность грунтовых вод европейской части СССР. — «Труды Лабор. гидрогеол. проблем им. Ф. П. Саваренского». Т. 3. 1948, с. 131—138.

4. Каменский Г. Н. Зональность грунтовых вод и почвенно-географические зоны. — «Труды Лабор. гидрогеол. проблем им. Ф. П. Саваренского». Т. 6. 1949, с. 5—21.

5. Климентов П. П. Методика гидрогеологических исследований. М., Госгеолтехиздат, 1961. 390 с. с ил.

6. Климентов П. П. Общая гидрогеология. Изд. 3-е. М., «Высшая школа», 1971. 225 с. с ил.

7. Никитин С. Н. Грунтовые и артезианские воды Русской равнины. СПб, 1900. 71 с.
8. Овчинников А. М. Общая гидрогеология. Изд. 2-е. Госгеолтехиздат, 1955. 384 с. с ил.
9. Победоносцев Н. М. Перспективы комплексного использования водных ресурсов кяризной системы в Азербайджане. — Изв. АН Азербайджанской ССР, 1946, № 4, с. 107—118.
10. Саваренский Ф. П. Гидрогеология. Изд. 2-е. М. — Л., Изд. ОНТИ НКТП СССР, 1935. 335 с. с ил.
11. Семихатов А. Н. Гидрогеология. М., Сельхозгиз, 1954. 328 с. с ил.
12. Чубаров В. Н. Питание грунтовых вод песчаной пустыни через зону аэрации. М., «Недра», 1972. 136 с. с ил.

Глава XII

АРТЕЗИАНСКИЕ ВОДЫ

§ 1. УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ И ВИДЫ БАССЕЙНОВ АРТЕЗИАНСКИХ ВОД

Артезианскими называют подземные воды, находящиеся в водоносных горизонтах (комплексах), перекрытых и подстилаемых водоупорными или относительно водоупорными пластами, и обладающие напором, который обусловливает подъем уровня воды над их кровлей при вскрытии воды скважинами или другого вида выработками. При благоприятных геоструктурных и гидрогеологических условиях скважины дают фонтанирующую воду.

Артезианские воды получили свое название от провинции Артуа в Южной Франции (древнее латинское название — Артезия), где в XII в. (1126 г.) впервые в Европе был пройден колодец, вскрывший самоизливающуюся воду [13]. Такие колодцы получили название артезианских. Затем артезианскими стали называть подземные воды и водоносные горизонты, в которых вода находится под избыточным давлением и при их вскрытии изливается на поверхность.

В Древней Руси широко применялось бурение скважин для добычи рассолов. Так, в духовной великого князя Ивана Калиты (1338 г.) упоминается о «соляных колодезях» Соль-Галицка. Другие исторические записи указывают, что «водяные колодези», дающие пресную воду, существовали начиная с XVI в.

В дальнейшем по мере накопления материалов обнаружилось, что не везде и далеко не всегда водоносный горизонт, в котором вода находится под гидростатическим давлением, дает самоизливающуюся воду. Кроме того, раньше артезианские воды связывали с мульдообразными геологическими структурами типа Парижского бассейна. Впоследствии выяснилось, что условия залегания артезианских вод являются более разнообразными и сложными.

Артезианские воды широко распространены в пределах синеклиз, впадин, мульд, краевых и предгорных прогибов моноклинальных структур, а также в межгорных впадинах, синклинальных прогибах, грабенах и в зонах тектонических разломов. Они обычно вскрываются в породах дочетвертичного возраста, реже встречаются и в четвертичных отложениях.

В таком широком понимании артезианские воды рассматривают большинство исследователей (Г. Н. Каменский, А. М. Овчинников, Г. В. Богомолов, А. А. Карцев, П. П. Климентов и др.). В настоящее время нередко как синонимы используются термины «артезианский» и «напорный».

Характерными особенностями артезианских вод являются следующие:

1) они залегают обычно глубже горизонта грунтовых вод в водоносных горизонтах и комплексах, подстилаемых и перекрытых водоупорными (или относительно водоупорными) пластами;

2) область питания и создания напора артезианских вод и область их распространения не совпадают и часто удалены один от другого на большие расстояния;

3) при вскрытии артезианского водоносного горизонта скважиной вода в последней поднимается выше кровли горизонта, т. е. появление воды в скважине всегда отмечается глубже по сравнению с установившимся уровнем;

4) режим артезианских вод является более стабильным по сравнению с грунтовыми водами; на их режим физико-географические факторы оказывают меньшее влияние, чем на грунтовые воды; пьезометрический уровень мало подвержен месячным и сезонным колебаниям; температура вод с глубиной, как правило, возрастает;

5) артезианские водоносные горизонты обладают упругим режимом, который своеобразно проявляется при их эксплуатации (см. § 3);

6) по сравнению с грунтовыми артезианские воды менее подвержены загрязнению с поверхности в связи с тем, что они перекрываются относительно водоупорными породами.

По условиям залегания подземных артезианских вод выделяются: артезианские бассейны, артезианские склоны и субартезианские бассейны.

А. Артезианские бассейны

Под артезианским бассейном понимают совокупность артезианских водоносных горизонтов или комплексов, залегающих в синклинальных структурах. В частном случае в артезианском бассейне может залегать только один водоносный горизонт или комплекс.

В каждом артезианском бассейне принято выделять три области (Г. Н. Каменский, Н. И. Толстихин, А. М. Овчинников и др.): 1) область современного питания (современной инфильтрации) и создания напора, 2) область разгрузки и 3) область распространения напора (рис. 89).

Область современного питания и создания напора — площади выхода на дневную поверхность водоносных пород, слагающих артезианский бассейн и его основание, располагающихся на наивысших гипсометрических отметках. На таких участках атмосферные осадки и воды поверхностного стока проникают в водоносные породы. Последние в области питания преимущественно заключают грунтовые воды, дренируемые местной гидрографической сетью. Некоторые исследователи выделяют внешнюю и внутреннюю области питания [3, 4].

К внешней области питания относятся прилегающие к артезианскому бассейну части площадей горно-складчатых сооружений или поднятий, с которой стекают атмосферные воды и по достижении выходов водопроницаемых пластов они частично поглощаются и

идут на питание подземных вод. Для многих артезианских бассейнов, особенно расположенных в предгорных прогибах и впадинах, важное значение имеют именно внешние области питания; например, для Азово-Кубанского и Терско-Кумского бассейнов внешней областью питания служат северные склоны горно-складчатых сооружений Большого Кавказа.

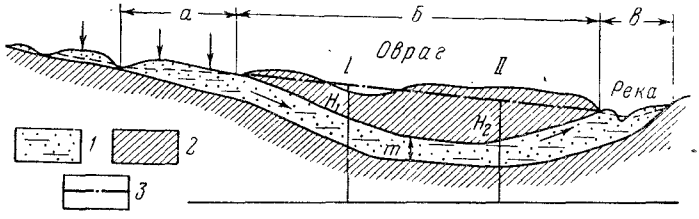


Рис. 89. Схема строения артезианского бассейна (по А. М. Овчинникову с некоторыми изменениями):

а — область питания и создания напора; *б* — область распространения напора; *в* — область разгрузки. *1* — водоносные породы; *2* — водоупорные породы; *3* — пьезометрический уровень. H_1 и H_2 — пьезометрические напоры в *I* и *II* сечениях; *m* — мощность артезианского водоносного горизонта. Стрелками в пласте показано направление движения артезианских вод

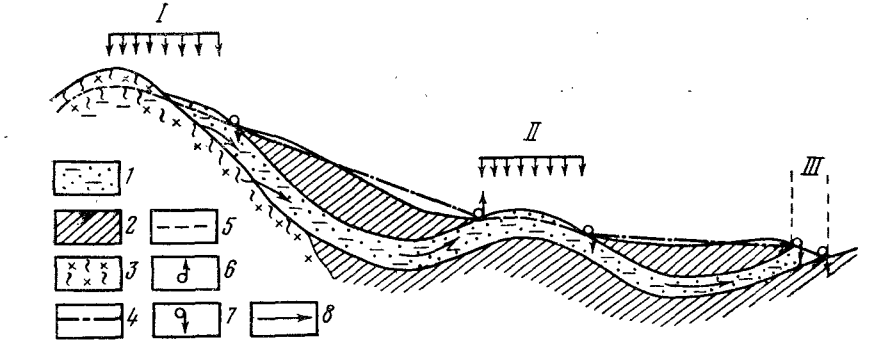


Рис. 90. Схема расположения основной и местной областей питания в артезианском бассейне:

I — основная область питания и создания напора; *II* — местная область питания; *III* — область разгрузки. *1* — артезианский водоносный горизонт; *2* — водоупорные породы; *3* — трещиноватые метаморфические и магматические породы складчатых сооружений; *4* — пьезометрический уровень; *5* — уровень грунтовых вод; *6* — восходящий источник; *7* — нисходящий источник; *8* — направление движения подземных вод

Внутренней областью питания являются площади, расположенные в пределах самого артезианского бассейна, где осуществляется инфильтрация атмосферных осадков и вод местного поверхностного стока. Внутренние области питания связаны преимущественно с поднятиями и антеклизами на платформах (например, Волго-Камский артезианский бассейн), а также антиклинальными структурами в предгорных районах и межгорных впадинах, в пределах которых артезианские водоносные горизонты выходят на поверхность или залегают неглубоко под более молодыми, как правило, рыхлыми отложениями.

В последнее время установлено (А. Н. Мятиев, М. А. Гатальский, И. В. Гармонов и др.), что в артезианских бассейнах в пределах платформ области питания и создания напора могут располагаться на разнообразных положительных формах рельефа междуречных пространств и возвышенностей (рис. 91). Эти участки характеризуются наличием выпуклости пьезометрической поверхности воды артезианских горизонтов и падением напора с глубиной. Такое соотношение уровней обусловливает возможность перетекания вод из верхних горизонтов в нижние даже через относительно водоупорные пласты породы.

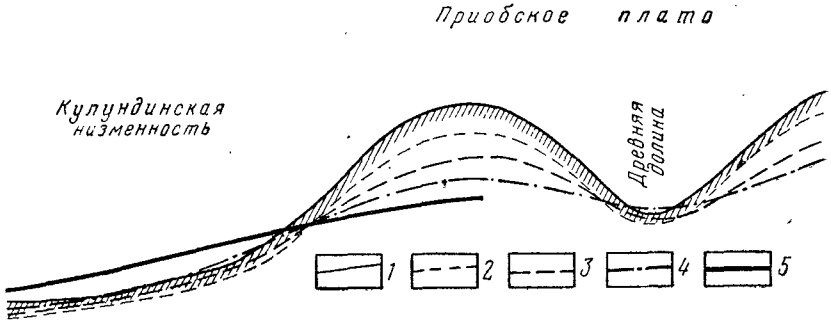


Рис. 91. Схема соотношения пьезометрических поверхностей водоносных горизонтов в неогеновых, олигоценовых и меловых отложениях и уровней грунтовых вод в зависимости от рельефа (по И. В. Гармонову, А. В. Иванову, В. М. Сугробову):

1 — поверхность земли; *2* — уровень грунтовых вод; пьезометрические поверхности водоносных горизонтов соответственно: *3* — неогенового, *4* — олигоценового, *5* — мелового

Необходимо при этом отметить, что многие исследователи (А. М. Овчинников, Ф. А. Макаренко, Н. А. Маринов, П. П. Климентов и др.) считают целесообразным воздерживаться от подразделения областей современного питания на внешние и внутренние. Действительно, термин «внешняя» подчеркивает, что область питания и создания напора не входит в состав границы артезианского бассейна. Таким образом, искусственно отделяется такой основной элемент, как область питания, от самого бассейна. Тем самым нарушается принцип выделения единой гидродинамической системы, что приводит к нечеткому подходу в изучении условий формирования ресурсов и химического состава подземных вод. Поэтому более обоснованным является отнесение к области питания не только участков непосредственного выхода пород, слагающих водоносные горизонты и комплексы и располагающиеся на наиболее высоких гипсометрических отметках поверхности, но также отдельных частей горно-складчатых сооружений и кристаллических массивов, с которых происходит поступление подземных вод в артезианский бассейн путем перетока в водоносные горизонты и комплексы (рис. 90).

Питание некоторых водоносных горизонтов в природе широко осуществляется также путем перетока вод одного горизонта в другой

смежный. В зависимости от соотношения напоров переток может происходить как из верхнего в нижний, так и из нижнего в верхний горизонты.

Артезианские воды могут быть гидравлически связаны с грунтовыми водами на участках, где размыты кроющие водонепроницаемые пласты, или же в результате их фациального изменения, т. е. перехода в проницаемые разности пород. В зависимости от соотношения уровней подземных вод на таких участках будет иметь место или расход, или пополнение запасов артезианских вод. Если пьезометрическая поверхность артезианских вод располагается на более

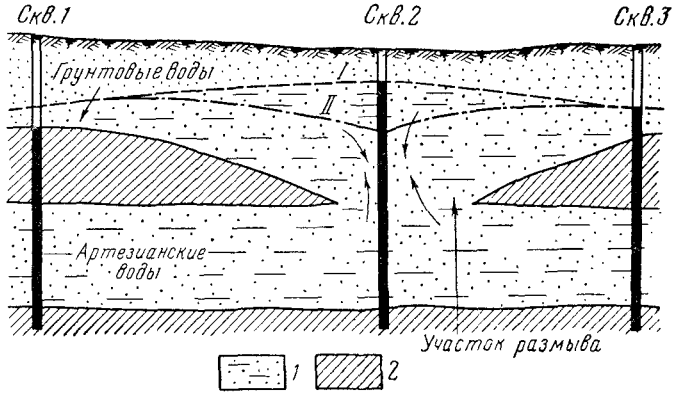


Рис. 92. Схема гидравлической связи грунтовых вод с артезианскими:

I — положение уровня подземных вод участком размыва при питании грунтовых вод артезианскими; *II* — то же, но при перетоке грунтовых вод в артезианские. *1* — водоносные породы, *2* — водоупорные породы

высоких абсолютных отметках по сравнению с отметками зеркала грунтовых вод, напорные воды будут питать грунтовые, при обратном соотношении отметок горизонтов подземных вод грунтовые воды расходуются на питание артезианских (рис. 92). При последнем соотношении уровней воды горизонтов на отдельных участках вследствие невысокого санитарного состояния грунтовых вод может происходить снижение качества артезианских вод.

Многие артезианские бассейны соединяются между собой; в таких условиях создаются благоприятные возможности для перетока вод из одного бассейна в другой.

Необходимо отметить, что области питания и создания напора пространственно совпадают не везде, так как зона погружения водоносного горизонта может не совпадать с областью инфильтрации атмосферных осадков и вод поверхностного стока (рис. 93) [4]. Более того, в земной коре причины создания напора подземных вод могут быть различными. Влияние гидростатических давлений на формирование напоров в области питания было рассмотрено выше. Помимо гидростатических давлений на создание напора оказывает действие геостатическая нагрузка, тектонические напряжения, крио-

генный фактор, а также изменение пористости пород в результате образования новых минералов. Особенности формирования напоров под влиянием некоторых из этих факторов кратко рассмотрены в гл. XVI.

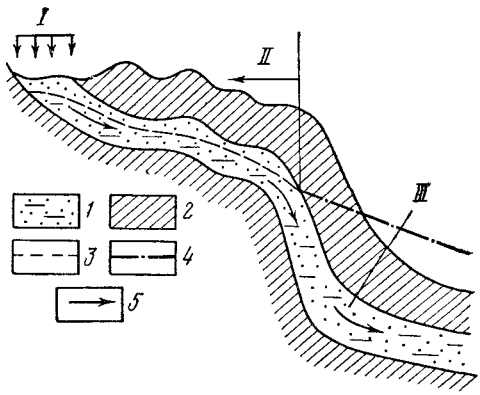


Рис. 93. Схема возможного положения областей питания и создания напора:

I — область питания; *II* — область создания напора; *III* — зона погружения.
1 — водоносные породы; *2* — водоупорные породы; *3* — уровень межпластовых ненапорных вод; *4* — пьезометрический уровень артезианских вод; *5* — направление движения подземных вод

О б л а с т ь р а з г р у з к и — участки выхода водоносных горизонтов и комплексов на поверхность на более низких абсолютных отметках по сравнению с областью питания. Область разгрузки представляет собой, как правило, совокупность открытых (восходящие источники) и скрытых очагов (разгрузка в рыхлые четвертичные отложения, русла рек, на дне морей).

А. М. Овчинников выделяет современные и древние очаги разгрузки; современные — подразделяются на естественные и искусственные, среди которых выделяются открытые и скрытые.

К открытым (естественным) очагам относятся (табл. 25, рис. 94): эрозионные, локализованные очаги разгрузки в долинах рек, в бесточных впадинах в пустынных районах; барьерные (при наличии

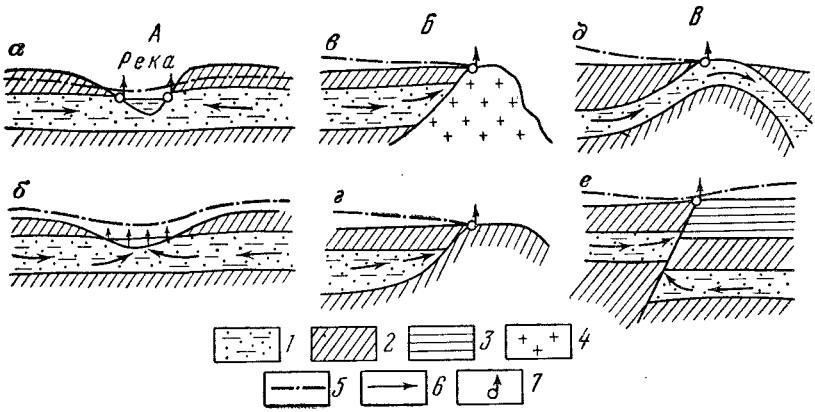


Рис. 94. Открытые естественные очаги разгрузки артезианских вод:

А — эрозионные очаги разгрузки напорных подземных вод: *а* — в долине реки выше горизонта воды, *б* — в эрозионно-тектонических понижениях типа соров в условиях засушливого климата; *Б* — барьерные очаги разгрузки: *в* — непроницаемые магматические, метаморфические и соленосные отложения на пути движения артезианских вод, *г* — складки водоупорных пород на пути движения напорных подземных вод; *В* — структурно-тектонические очаги разгрузки артезианских вод: *д* — сводовая часть складки водопроницаемых пород; *е* — сброс с экранированным водоносным горизонтом; *1* — водоносные породы; *2* — водоупорные породы; *3* — относительно водоупорные породы; *4* — магматические породы; *5* — пьезометрические уровни; *6* — направление движения артезианских вод; *7* — восходящие источники

Таблица 25

Возраст очагов разгрузки	Типы		Характеристика	Примеры
Современные	Открытые (естественные, искусственные)	Эрозионные	Локализованные очаги разгрузки на отдельных платформенных структурах в глубоких речных долинах; в некоторых пустынных районах — бессточные впадины (солончаки)	Старая Русса (фонтанирующие соленые воды)
		Барьерные	Выходы напорных пресных и минерализованных вод вблизи поднятий	Доно-Медведицкая зона поднятий (Арчадинская антиклиналь)
		Структурно-тектонические	Крупные источники в зонах тектонических разломов на платформах. Линейные зоны разгрузки в горно-складчатых областях	Усолье, Копет-Дагская термальная зона, Марковская зона на р. Лене, грязевые сопки в нефтегазоносных районах и др.
	Скрытые	Внешние	Субфлювиальные: а) русловые, б) под четвертичными аллювиальными отложениями; субмаринные (вблизи берегов морей); скрытые распыленные — просачивание вод через водоупорные толщи	В долинах Днепра, Лены, Ангары, Илима, Киренги и других рек, у мыса Анс (Крым), Гагра, Терско-Кумский бассейн
		Внутренние	В местах несогласного залегания свит, на участках «фациальных окон». В зонах тектонических разломов. В осевых частях антиклиналей, куполов, поднятий	Распространены в нефтегазоносных районах и сложно сопряженных с внешним очагом разгрузки
Древние	Нефтяные и газовые месторождения на участках затрудненной разгрузки и в местах ловушек внутренних очагов разгрузки			Северный Кавказ, Средняя Азия и др.
	Месторождения серы, в очагах разгрузки сероводородных вод высокой концентрации			Предкарпатье, Серные бугры в Каракумах и др.
	Гидротермальные рудные месторождения			Во многих рудных районах
	Отложения известняков, туфа, травертина, арагонита (на участках выхода углекислых вод)			Карловы Вары, Кавказские Минеральные Воды
	Зоны скарна на контакте интрузий и карбонатных пород			Большинство полиметаллических месторождений

препятствий на пути движения артезианских вод); структурно-тектонические (зоны тектонических разломов, антиклинальные структуры в горно-складчатых областях и др.).

Скрытые очаги разгрузки подразделяются на внешние и внутренние (рис. 95). Примером скрытых внешних очагов стока могут служить субфлювиальные (очаги в русле рек и под аллювиальными отложениями), субмаринные (источники на дне моря) и др. По данным И. М. Черненко, величина разгрузки артезианских вод в Аральское море достигает 176 м³/с (5,5 км³ в год) [12]. Эта разгрузка происходит в виде восходящих источников по берегам Аральского моря, но подавляющая часть воды, видимо, приходится на подводные выходы (ниже водного горизонта моря), которая, вероятнее всего, имеет место на площадях донных выходов меловых и палеогеновых водоносных отложений. О величине разгрузки подземных напорных вод можно приближенно судить по величине опреснения морских вод в некоторых заливах.

К скрытым внешним очагам разгрузки А. М. Овчинников относит также рассредоточенную разгрузку подземных вод через водоупорные толщи при наличии больших напорных градиентов (см. рис. 95). Скрытые внутренние очаги разгрузки широко распространены в зоне насыщения подземной гидросферы и чаще обнаруживаются в местах несогласного налегания свит, на участках «фациальных окон», а кроме того, в зонах, перекрытых осадочными породами тектонических разломов, осевых частях антиклиналей, куполов и поднятий, не проявляющихся на поверхности земли (см. рис. 95). Большое значение имеют также перетоки вод из одного артезианского бассейна в другой, смежный [8].

В районах распространения многолетнемерзлых пород разгрузка артезианских вод осуществляется через сквозные талики. Очаги разгрузки проявляются в зимнее время в виде наледей и гидролакколитов (см. гл. XIV, § 3).

Необходимо отметить, что для многих артезианских бассейнов открытые очаги разгрузки напорных вод имеют весьма ограниченное распространение; большее значение имеют скрытые очаги разгрузки, через которые вода незаметно перетекает из одного водоносного горизонта или комплекса в другой.

Искусственными очагами разгрузки являются крупные водозаборы подземных вод (группа скважин, из которых проводится отбор воды для водоснабжения или других целей) и одиночные водозаборные сооружения (обычно скважины), при длительной эксплуатации которых в некоторых водоносных горизонтах создаются понижения статических уровней на 80—120 м [5].

Древние очаги разгрузки, по А. М. Овчинникову, в природе фиксируются как месторождения некоторых видов полезных ископаемых (нефтяные, газовые, серы, рудные месторождения и др.) [8]. Установить их можно в результате анализа истории геологического развития артезианских бассейнов и прилегающих территорий.

Известны крупнейшие концентрированные очаги разгрузки подземных вод. Преимущественно это источники восходящего типа.

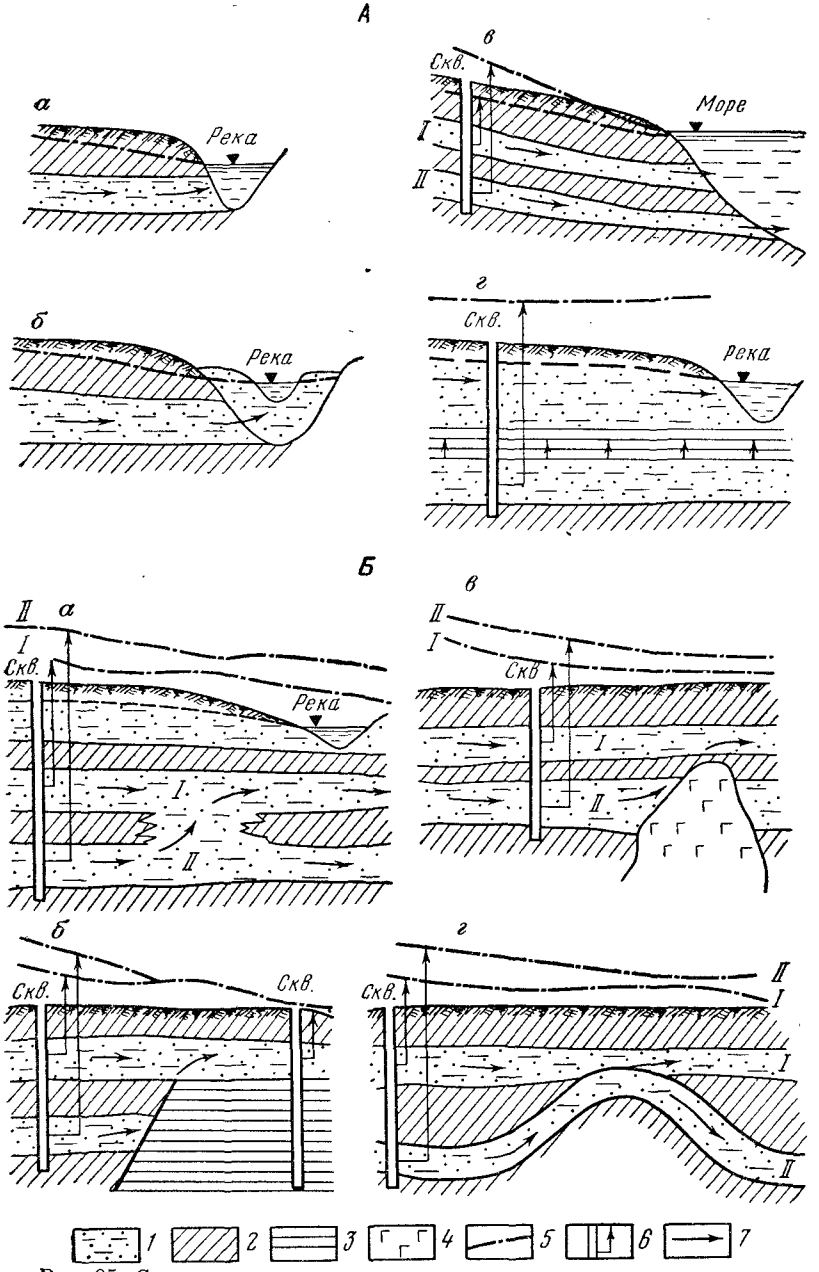


Рис. 95. Скрытые естественные очаги разгрузки артезианских вод:

А — внешние очаги разгрузки подземных напорных вод: *а* и *б* — субфлювиальные (*а* — в русло реки ниже горизонта воды, *б* — в аллювиальные четвертичные отложения), *в* — субмаринные (разгрузка на дне морей); *г* — распыленная (рассредоточенная) разгрузка через относительно водоупорную толщу пород; *Б* — внутренние очаги разгрузки артезианских вод: *а* — через фациальные «окна» в водоупорных толщах; *б* — через погребенные тектонические нарушения; *в* — на участках скрытых барьеров в виде соляных валов, куполов, интрузий и других тел; *г* — в сводовых частях погребенных складок. *1* — водоносные породы; *2* — водоупорные породы; *3* — относительно водоупорные породы; *4* — соленосные отложения; *5* — пьезометрические уровни; *6* — пьезометрические напоры; *7* — направление движения артезианских вод. *I—II* — водоносные горизонты

Наиболее крупные источники обычно связаны с закарстованными карбонатными породами, вулканогенными лавовыми образованиями и рыхлыми крупнообломочными гравийно-галечниковыми отложениями (см. гл. XIII). Установлено, что источники, выходящие на

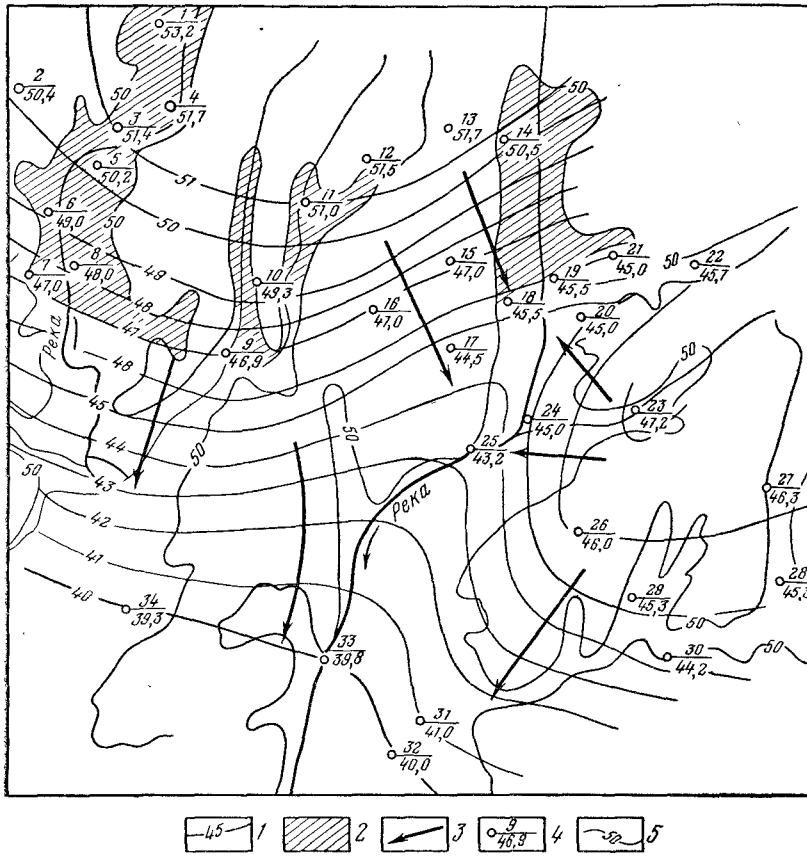


Рис. 96. Карта гидроизопьез:

1 — гидроизопьеза и ее абсолютная отметка; *2* — площади самоизлива вод; *3* — направление движения артезианских вод; *4* — скважина: в числителе — ее номер, в знаменателе — отметка пьезометрического уровня; *5* — горизонтали поверхности земли

низких абсолютных отметках рельефа и питающиеся водами зоны постоянного насыщения, отличаются более выдержанными во времени дебитами. Некоторые источники носят сезонный характер и поэтому дают воду только в теплый период (с июля по сентябрь).

Область распространения напора (область напорного стока) — основная площадь развития артезианского бассейна, для водоносных горизонтов которой характерны пьезометрические (напорные) уровни подземных вод.

Уровень напорных вод называют пьезометрическим. Пьезометрический уровень всегда располагается выше кровли водоносного горизонта. Расстояние по вертикали от кровли водоносного горизонта до пьезометрического уровня называется напором над кровлей водоносного горизонта. Распределение пьезометрических уровней на всей площади распространения артезианских вод определяется соотношением их отметок в области питания и разгрузки.

Пьезометрический уровень реальным является только в скважинах, вскрывших артезианский водоносный горизонт. На участках

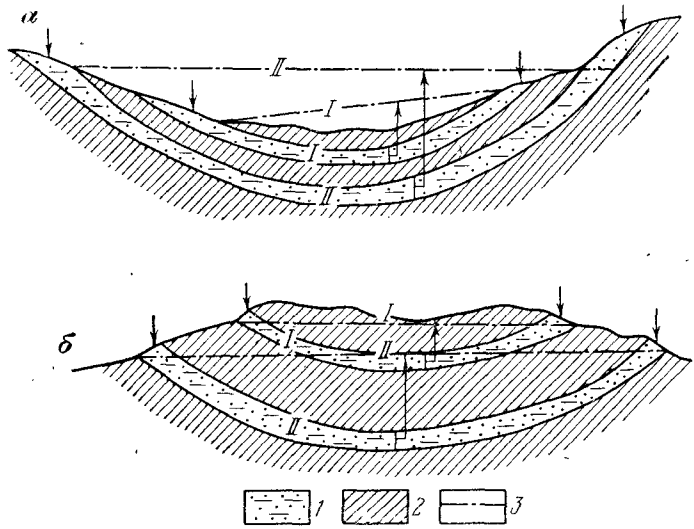


Рис. 97. Типы артезианских бассейнов:
а — прямой рельеф; *б* — обращенный рельеф. *1* — водоносные породы; *2* — водоупорные породы; *3* — пьезометрический уровень. *I* — верхний артезианский водоносный горизонт; *II* — нижний артезианский водоносный горизонт

отсутствия скважин пьезометрический уровень можно установить по результатам интерполяции, где он отражает только те высотные отметки, до которых поднимается вода при вскрытии водоносного горизонта скважинами.

Характер пьезометрической поверхности того или иного напорного водоносного горизонта в пределах его распространения на картах обычно изображается гидроизопьезами (рис. 96).

Гидроизопьезами (изопьезы, пьезоизогипсы) называются линии, соединяющие точки с одинаковыми абсолютными отметками пьезометрического уровня.

Обычно на площади артезианских бассейнов, как уже было указано, развито несколько горизонтов и комплексов, заключающих напорные воды. При так называемом прямом рельефе и синклинальном залегании пластов нижние водоносные горизонты будут обладать большим напором и располагаться на более высоких отметках и поэтому чаще давать воду самоизливом (рис. 97, *а*); при

обращенном же рельефе (артезианский бассейн по периферии размыт) нижние водоносные горизонты будут иметь пьезометрическую поверхность, находящуюся на более низких отметках (рис. 97, *б*).

В зависимости от гипсометрического положения областей питания и разгрузки, а также их местонахождения в пределах артезианского бассейна условия подземного стока могут быть самыми разнообразными. В частности, в природных условиях отмечаются (А. М. Овчинников, С. А. Шагоянц, П. П. Климентов и др.) артезианские бассейны с замедленным водообменом (рис. 98).

В таких бассейнах области питания имеют примерно одинаковое высотное положение, а видимые области разгрузки отсутствуют.

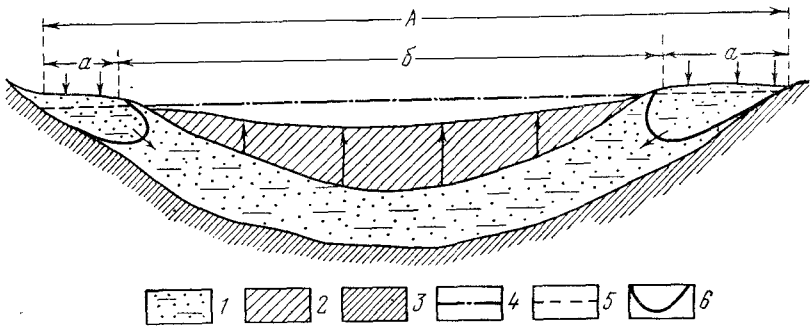


Рис. 98. Артезианский бассейн с замедленным водообменом (по А. С. Шагоянцу):

А — пределы распространения слабоводоносного комплекса пород; *а* — области питания (и частично стока); *б*—область напора и затрудненной разгрузки через кровлю слабопроницаемых пород. *1* — водоносный горизонт; *2* — слабопроницаемые породы; *3* — водоупорные породы; *4* — пьезометрический уровень; *5* — уровень грунтовых вод; *6* — граница между пресными и минерализованными водами

Движение подземных вод в подобных бассейнах и их разгрузка осуществляются через слабопроницаемые или водоупорные (при значительной разности напоров) породы кровли по всей площади их распространения.

Б. Артезианские склоны

Артезианский склон, по А. М. Овчинникову [7], — это своеобразный асимметричный бассейн артезианских вод, встречаемый обычно в моноклинально залегающих водоносных горизонтах, выклинивающихся по мере погружения, или же его возникновение связано с изменением литологических особенностей водоносных пород, состав которых изменяется до слабопроницаемых и даже водоупорных (рис. 99). Геологические условия определяют специфические гидродинамические особенности таких бассейнов. Области питания (современной инфильтрации и создания напора) и разгрузки располагаются в непосредственной близости одна от другой, а область распространения напора находится в стороне на более низких абсолютных отметках (см. рис. 99). В природных условиях артезианские склоны так же, как артезианские бассейны, имеют широкое распространение. Обычно они располагаются в краевых частях предгорных прогибов, межгорных впадинах, на склонах

морских и океанических впадин; кроме того, они находятся также в пределах склонов синеклиз и впадин на платформах, особенно в глубокозалегающих толщах пород.

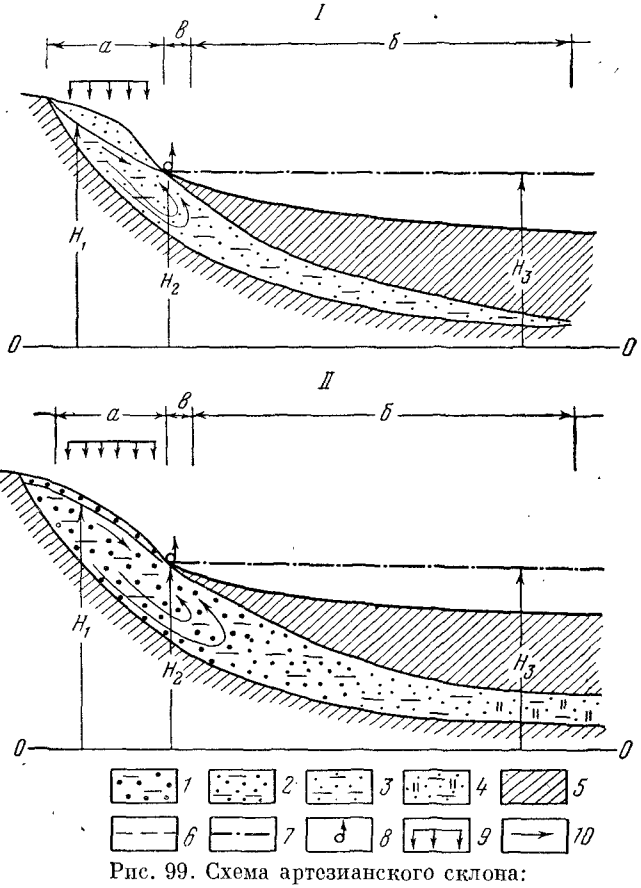


Рис. 99. Схема артезианского склона:

I — в условиях выклинивания водоносного горизонта; *II* — в условиях замещения в горизонте водоносных пород относительно водоупорными и водоупорными; *а* — область питания и создания напора; *б* — область распространения напора; *в* — область разгрузки; H_1, H_2, H_3 — пьезометрические напоры соответственно в областях питания, разгрузки и распространения напора. *1* — пески крупнозернистые; *2* — пески мелкозернистые; *3* — пески тонкозернистые; *4* — пески тонкозернистые сильноглинистые; *5* — водоупорные породы; *6* — уровень грунтовых вод; *7* — пьезометрический уровень; *8* — восходящий источник; *9* — участки возможной инфильтрации атмосферных осадков; *10* — направление движения подземных вод

Строение артезианских склонов, условия их питания и разгрузка подземных вод могут быть самыми разнообразными. Этот тип бассейнов артезианских вод еще слабо изучен.

В. Субартезианские бассейны

По Ф. П. Саваренскому, к субартезианским водам относят подземные воды, не обладающие постоянным определенным напором, который может изменяться как по площади, так и во времени. Таким

образом, совокупность водоносных горизонтов (в частном случае — один водоносный горизонт), содержащих субартезианские воды в пределах определенной геологической структуры, и принято называть субартезианским бассейном.

К субартезианским бассейнам Ф. П. Саваренский относил межпластовые воды в области периодического питания. В качестве примера он приводит воды верхнекаменноугольных известняков в пределах Москвы, где они на отдельных пониженных участках под юрскими глинами являются напорными, а на повышенных участках размыва юрских отложений не имеют напора и тесно гидравлически связаны с грунтовыми водами ледниковых отложений. К суб-

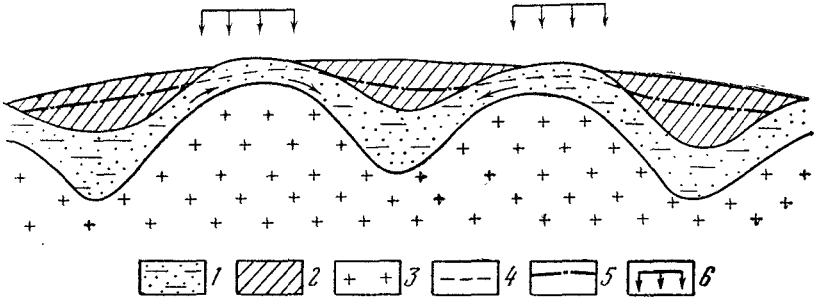


Рис. 100. Схема залегания субартезианских вод:
1 — водоносные породы; *2* — водоупорные породы; *3* — кристаллические породы фундамента; *4* — уровень грунтовых вод; *5* — пьезометрический уровень; *6* — участки возможной инфильтрации атмосферных осадков

артезианским можно также отнести подземные воды водоносных горизонтов, распространенных на древних кристаллических щитах, на которых в местных эрозионных понижениях рельефа водоносные породы осадочной толщи нередко перекрываются водоупорными отложениями и по этой причине подземные воды являются напорными, а на повышенных участках водоносные породы выходят на поверхность и содержат грунтовые воды (рис. 100).

К субартезианским иногда относят бассейны с относительно горизонтально залегающими водоносными комплексами осадочных пород верхней части обширных междуречных пространств, на площади которых на отдельных участках отмечаются безнапорные грунтовые или межпластовые воды, а на других — напорные.

Условия залегания и формирования субартезианских вод определяют их пеструю минерализацию и химический состав. Обычно на участках современной инфильтрации атмосферных осадков формируются пресные или солоноватые воды, которые по мере погружения водоносного горизонта под водоупорную кровлю пород становятся солеными.

§ 2. ПОСТРОЕНИЕ И АНАЛИЗ КАРТ ГИДРОИЗОПЬЕЗ

Для построения карты гидроизопьез необходимо знать глубину залегания установившегося пьезометрического уровня в скважинах, колодцах и других горных выработках, а также абсолютные отметки

устьев скважин и колодцев. Кроме того, необходимо располагать высотными отметками точек выхода на поверхность восходящих источников данного водоносного горизонта и иметь отметки урезов воды рек, болот в области питания водоносного горизонта, где артезианские воды гидравлически связаны с грунтовыми. Затем вычисляют абсолютные (реже относительные) отметки установившихся уровней. Все точки, по которым будут строиться гидроизопьезы, наносят на топографическую карту (обязательно с горизонталями) соответствующего масштаба. Строится карта гидроизопьез методом интерполяции, как и карта гидроизогипс (см. гл. XI, § 3). Однако в методике построения карты гидроизопьез существуют некоторые особенности, связанные с условиями залегания артезианских вод. Так, при построении карты гидроизопьез допустимо пользоваться разновременными замерами установившихся пьезометрических уровней. Это обусловлено тем, что даже неглубоко залегающие артезианские водоносные горизонты в связи с наличием водоупорной кровли не испытывают в области распространения напора заметных изменений пьезометрических уровней во времени под влиянием метеорологических факторов. Кроме того, артезианские водоносные горизонты обычно не имеют гидравлической связи с водами рек, озер, болот и другого вида поверхностных водотоков и водоемов. Это дает основание при интерполяции использовать точки опробования артезианских вод, расположенные на разных берегах речных долин, озер, водоемов, болот и т. п. Нередко карты гидроизопьез совмещают с другими видами гидрогеологических карт.

Карта гидроизопьез обязательно сопровождается гидрогеологическими разрезами. На таких разрезах показывают стратиграфические границы, литологические особенности пород в виде колонок у стволов скважин, водоупорные толщи, напоры и абсолютные отметки пьезометрических уровней, водопроницаемость пород.

По карте гидроизопьез можно определить некоторые важные гидрогеологические показатели и установить особенности залегания и строения водоносного горизонта. Так, максимальные отметки гидроизопьез характерны для областей питания и создания напора, минимальные — для областей разгрузки. По карте гидроизопьез легко устанавливаются направление движения артезианского потока (обычно обозначается стрелками, проведенными нормально к гидроизопьезам и направленными по падению уровней), пьезометрический уклон (отношение разности пьезометрических уровней в двух точках к расстоянию между ними), глубина установившегося уровня после вскрытия артезианского водоносного горизонта скважиной (разность между абсолютными отметками поверхности земли и пьезометрической поверхностью в любой точке).

По сгущению и разряжению гидроизопьез можно вынести суждение об изменении мощности водоносного горизонта или водопроницаемости пород. В соответствии с известным уравнением А. Дарси пьезометрический уклон находится в обратной зависимости от коэффициента фильтрации, ширины и мощности потока. Следовательно, сгущение гидроизопьез (увеличение уклона) обычно свидетельствует

об уменьшении мощности и ширины потока или же об уменьшении водопроницаемости слагающих пород. При наличии на карте пьезоизогипс отметок кровли водоносного горизонта по карте гидроизопьез в любой точке можно определить величину напора над кровлей горизонта.

В зависимости от рельефа местности пьезометрический уровень может располагаться выше или ниже поверхности земли (см. рис. 96). Обычно выше поверхности земли в области напора пьезометрический уровень отмечается в речных долинах, крупных оврагах и других понижениях. На таких участках при вскрытии водоносного горизонта буровыми скважинами вода свободно изливается из них или же фонтанирует. При наличии карты гидроизопьез, совмещенной с горизонталями рельефа, можно выделить участки с самоизливающимися артезианскими водами, т. е. площади, на которых абсолютные отметки пьезометрических уровней будут выше гипсометрических отметок поверхности земли (см. рис. 96).

Пьезометрический уровень, превышающий отметки поверхности земли, называют *положительным*. Если же пьезометрический уровень не достигает поверхности земли, его называют *отрицательным*.

В скважинах артезианские воды нередко поднимаются выше их устьев на 30 и даже 150 м и более. По данным В. Н. Корценштейна, избыточное давление воды из верхнемеловых отложений над устьем в Георгиевской опорной скважине на Минераловодском поднятии (Кавказские Минеральные Воды) составило $11 \cdot 10^6$ Па. Однако большей частью пьезометрические уровни артезианских вод устанавливаются на разных глубинах ниже поверхности земли и при эксплуатации их приходится извлекать с помощью насосов.

Существенно указать на то, что подразделение пьезометрических уровней на положительные и отрицательные является условным. Длительные отборы воды из артезианского водоносного горизонта системой водозаборных (эксплуатационных) скважин обусловливают опускание положительных пьезометрических уровней ниже поверхности земли на значительной площади. Таким образом, искусственным путем можно добиться перехода положительных пьезометрических уровней в отрицательные.

§ 3. ОСОБЕННОСТИ РЕЖИМА АРТЕЗИАНСКИХ ВОД

Одной из характерных особенностей артезианских водоносных горизонтов является наличие в них упругого режима. По В. Н. Щелкачеву, под последним понимается такой режим, при котором на поведение горизонта в процессе его эксплуатации существенно сказывается упругость пород и насыщающих его жидкостей (нефти и воды) [14].

Если бы артезианские водоносные горизонты имели идеальную жесткую среду и были заполнены невязкой несжимаемой жидкостью, то в результате водоотбора уровень воды в скважинах и областях питания понижался мгновенно, однако в действительности этого

не наблюдается. Обычно влияние водоотбора из скважин при их эксплуатации сказывается на сравнительно небольшие расстояния.

Проявление упругого режима в артезианском водоносном горизонте может происходить под влиянием многих естественных и искусственных причин. К естественным относятся изменение атмосферного давления и уровня грунтовых вод в области питания, морские приливы и отливы, землетрясения; к искусственным: пуск скважин в эксплуатацию, непостоянство режима их работы, изменение внешней нагрузки на кровлю водоносных горизонтов.

В. Н. Щелкачев отмечает, что при разработке горизонта в условиях упругого режима весьма характерными оказываются следующие два взаимосвязанных проявления: 1) длительные процессы перераспределения пластового давления после начала эксплуатации нефтеводоносного пласта и после изменения темпа добычи жидкости из него; 2) извлечение упругого запаса жидкости из горизонта при снижении в нем давления и, наоборот, накопление упругого запаса жидкости в нем при повышении давления [14].

Упругий запас жидкости в водоносном горизонте зависит от коэффициента его упругоемкости, который численно равен изменению упругого запаса жидкости в единице объема пласта при изменении пластового давления на 10^5 Па. Он выражается формулой

$$\beta^* = n\beta_ж + \beta_с, \qquad \text{(XII.1)}$$

где β^* — коэффициент упругоемкости пласта; n — пористость водовмещающих пород; $\beta_ж$ — коэффициент сжимаемости жидкости, $1/10^5$ Па; $\beta_с$ — коэффициент объемной упругости пласта, $1/10^5$ Па.

Перераспределение пластового давления в горизонте характеризуется коэффициентом пьезопроводности, который выражается формулой

$$\varkappa = \frac{k_п}{\mu\beta^*}, \qquad \text{(XII.2)}$$

где $\varkappa$ — коэффициент пьезопроводности; $k_п$ — коэффициент проницаемости; μ — динамическая вязкость.

Из формулы (XII.2) видно, что перераспределение пластового давления происходит тем быстрее, чем больше проницаемость пород и чем меньше вязкость жидкости и более жесткими (менее сжимаемыми) являются жидкость и водоносные породы.

В целом процесс изменения ресурсов артезианских вод, их физических свойств и химического состава под влиянием естественных и искусственных факторов, т. е. их режим, изучен слабо. Некоторые сведения имеются только по режиму артезианских вод неглубоко залегающих водоносных горизонтов. Режим вод таких горизонтов обычно тесно связан с режимом грунтовых вод, поверхностных водоемов и водотоков, а также с режимом метеорологических факторов. Причем чем надежнее степень изолированности артезианских водоносных горизонтов и комплексов от поверхности, тем слабее такая связь.

В. С. Кавалевский к числу основных факторов, определяющих особенности режима неглубоко залегающих артезианских вод, относит следующие: а) климатические особенности территорий, на которых осуществляется их питание; б) степень изолированности водоносного горизонта от поверхности земли; в) степень дренированности водоносных горизонтов, определяющая интенсивность водообмена подземных вод [6].

§ 4. ПОНЯТИЕ О ЗАПАСАХ И РЕСУРСАХ АРТЕЗИАНСКИХ ВОД И ИХ ИСПОЛЬЗОВАНИИ

Специалисты-гидрогеологи, занимающиеся подсчетом запасов подземных вод, дают различные понятия терминам «запасы» и «ресурсы» подземных вод. Из них основными являются такие понятия, как «естественные запасы», «естественные ресурсы» и «эксплуатационные запасы» (ресурсы).

Под естественными запасами понимают массу (для пресной воды объем) гравитационной воды в водоносном горизонте в естественных условиях. В естественные запасы входит и часть воды, которая может быть извлечена из артезианского водоносного горизонта за счет упругого режима. Последние обычно называют упругими запасами.

Естественные ресурсы водоносного горизонта определяются величиной его питания в природных условиях. Питание рассматривается как алгебраическая сумма поступления воды (инфильтрация атмосферных осадков, фильтрация из рек, перетекание из выше- и нижерасположенных горизонтов) и расходования ее (за счет испарения вод, оттока в выше- и нижерасположенные горизонты). Свое выражение естественные ресурсы находят в расходе потока подземных вод.

Под эксплуатационными запасами (ресурсами) понимают количество подземных вод, которое может быть получено рациональными в технико-экономическом отношении водозаборными сооружениями при заданном режиме эксплуатации и при качестве воды, удовлетворяющем требованиям в течение всего расчетного срока водопотребления [1].

В артезианских бассейнах платформенных областей и межгорных впадин сосредоточены колоссальные запасы пресных, минеральных, промышленных и термальных вод (см. гл. XV). Это связано с характерными геологическими и гидрогеологическими особенностями этих бассейнов.

Артезианские бассейны платформенного типа, как правило, занимают огромные площади, отдельные из которых превышают 300 тыс. км^2. В разрезе этих бассейнов выделяется несколько водоносных горизонтов и комплексов, общая мощность водовмещающих пород которых нередко превышает сотни и даже тысячи метров. Обычно водоносные горизонты и комплексы, содержащие пресные воды, располагаются в верхних частях артезианских бассейнов. Пресные воды прослеживаются на глубину 800—1200, реже до 1500 м и более (Чулымская впадина).

Формирование в бассейнах платформенных областей больших естественных ресурсов пресных напорных вод дает возможность организовать водоснабжение объектов народного хозяйства с потребностью до 250—300 м³/сут и более [9].

Артезианские бассейны межгорных впадин, как правило, занимают площадь, не превышающую 100 тыс. км². Они обычно выполнены терригенными, зачастую грубообломочными породами, обладающими высокими коллекторскими свойствами. Общая мощность толщи водоносных пород в них изменяется от 50—100 до 300—500 м и более.

Питание артезианских бассейнов межгорных впадин осуществляется за счет поглощения поверхностных вод, стекающих с горных сооружений; инфильтрации атмосферных осадков, выпадающих на площадях межгорных впадин; скрытого перетока подземных вод из трещиноватых пород горно-складчатого обрамления и складчатого основания впадин.

Значительные ресурсы пресных подземных вод в таких бассейнах позволяют на отдельных участках организовывать водозаборы с суммарной производительностью до 40—50 тыс. м³/сут воды; в перспективе вполне реальным является создание водозаборов в некоторых артезианских бассейнах межгорных впадин с расходами до 100—150 тыс. м³/сут [9].

В охарактеризованных артезианских бассейнах сосредоточены большие запасы соленых термальных вод, которые с успехом используются для бальнеологических целей (Кавказ, Средняя Азия) и других потребностей.

В отдельных районах, где вскрываются скважинами артезианские самоизливающиеся воды, нередко бесполезно расходуются крупные ресурсы высококачественных пресных подземных вод. Так, в Калмыцкой АССР из значительного числа скважин, дающих 44 тыс. м³/сут воды самоизливом, используется в народном хозяйстве только 20% воды; по указанной причине в Дагестанской АССР через скважины на поверхность изливается 254 тыс. м³/сут воды [11]. Такой бесхозяйственный выпуск подземных вод приводит к существенному снижению их запасов.

Длительной эксплуатацией водоносных пластов, сложенных тонко- и мелкозернистыми песками, с напором как выше, так и ниже поверхности земли, на некоторых участках приводит к вымыванию и выносу на поверхность песчаного материала. В результате многолетней эксплуатации водоносные пласты приобретают более рыхлое сложение с образованием в них пустот. Этот процесс на некоторых участках (чаще при глинистом водоупорном перекрытии и неглубоком залегании водоносных пластов) приводит к деформациям поверхности земли, прилегающей к эксплуатируемой скважине (скважинам), и неблагоприятным последствиям для расположенных поблизости инженерных сооружений (неравномерные просадки поверхности земли приводят к возникновению трещин и другим нарушениям целостности зданий).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Биндеман Н. Н., Язвин Л. С. Оценка эксплуатационных запасов подземных вод. Изд. 2-е. М., «Недра», 1970. 216 с. с ил.

2. Богомолов Г. В. Гидрогеология с основами инженерной геологии. Изд. 3-е. М., «Высшая школа», 1975. 320 с. с ил.

3. Каменский Г. Н., Толстихина М. М., Толстихин Н. И. Гидрогеология СССР. Госгеолтехиздат, 1959. 366 с. с ил.

4. Карцев А. А. Гидрогеология нефтяных и газовых месторождений. М., «Недра», 1972. 280 с. с ил.

5. Климентов П. П. Общая гидрогеология. Изд. 3-е. М., «Высшая школа», 1971. 224 с. с ил.

6. Ковалевский В. С. Условия формирования и прогнозы естественного режима подземных вод. М., «Недра», 1973. 152 с. с ил.

7. Овчинников А. М. Общая гидрогеология. М., Госгеолтехиздат, 1955. 384 с. с ил.

8. Овчинников А. М. Типы очагов разгрузки напорных вод. — «Советская геология», 1968, № 7, с. 136—142.

9. Плотников Н. И. Поиски и разведка пресных подземных вод для целей крупного водоснабжения. М., Изд-во МГУ, 1968. 470 с. с ил.

10. Саваренский Ф. П. Гидрогеология. Изд. 2-е. М. — Л., Изд. ОНТИ НКТП СССР, 1935. 335 с. с ил.

11. Синягин Г. П. Водные ресурсы СССР, их использование и охрана. М., Всесоюз. о-во «Знание», 1972. 40 с.

12. Черненко И. М. Подземный сток Приаралья и зависимость его расхода от положения уровня Аральского моря. — «Изв. Днепропетровского горного ин-та», 1965, № 45, с. 318—320.

13. Чирвинский П. Н. Учебник гидрогеологии. Гос. изд. Рост.-на-Дону отделение, 1922. 74 с. с ил.

14. Щелкачев В. Н. Разработка нефтеводоносных пластов при упругом режиме. М., Гостоптехиздат, 1959. 468 с. с ил.

Глава XIII

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ В ТРЕЩИНОВАТЫХ И ЗАКАРСТОВАННЫХ ПОРОДАХ

§ 1. НЕКОТОРЫЕ ДАННЫЕ О ТРЕЩИНОВАТОСТИ ПОРОД

При проведении геологосъемочных работ, а также при проходке буровых скважин и горных выработок часто оказывается, что породы (особенно кристаллические и метаморфические) разбиты трещинами. Появление трещин может обусловливаться тектоническими процессами, выветриванием, выщелачиванием, растворением и другими факторами.

Распределение трещин в породах бывает различно. В одних районах массивы скальных пород разбиты трещинами без видимой закономерности (локальная трещиноватость), в других отмечается ориентированность большинства трещин в том или ином направлении. Наиболее отчетливо направление крупных трещин и даже зон трещиноватости прослеживается в районах с развитием сбросовых, взбросовых и других нарушений (региональная тектоническая трещиноватость). В таких районах, а также вдоль резких перегибов слоев на антиклинальных поднятиях или синклинальных погружениях обычно отмечается повышенная трещиноватость пород, которую можно наблюдать на значительном протяжении (иногда до нескольких десятков километров).

Зоны тектонической трещиноватости особенно хорошо развиты в складчатых областях, на антиклинальных перегибах пластов, причем трещины, возникшие одновременно с образованием складок, имеют то же направление, что и оси антиклиналей. Здесь же нередко получают распространение диагональные трещины и разрывы более молодого возраста.

Трещины, обусловленные выветриванием, появляются в результате главным образом температурных влияний, а также химического и механического воздействия движущейся воды на породы. Температурные колебания, как известно, не распространяются на большую глубину (годовые колебания достигают глубины 20—30 м), поэтому и трещиноватость пород, вызванная процессами выветривания, быстро затухает с глубиной и, как правило, распространяется не глубже 30—50 м.

Однако на некоторых месторождениях твердых полезных ископаемых Забайкалья, по данным Н. И. Толстихина, процессы выветривания достигают глубины 100 м, а на отдельных площадях даже 200 м. Возможно это древние зоны выветривания, которые привели к резкому увеличению мощности зоны выветривания. Наиболее густая сеть трещин данного происхождения наблюдается в верхних частях массивов скальных пород.

Трещины в горных породах могут быть открытыми и закрытыми, т. е. заполненными песчано-глинистым материалом, жильным веществом (кварцем, кальцитом, арагонитом, пиритом, никелевыми силикатами, медными рудами и др.). Наиболее часто такому «залечиванию» подвергаются трещины тектонического происхождения.

Образование трещин выветривания в значительной степени зависит от рельефа местности. Так, на участках с крутыми склонами происходит относительно быстрое развитие открытых трещин, поскольку здесь продукты физического и химического выветривания под действием силы тяжести быстро перемещаются вниз и, следовательно, не могут служить защитой от дальнейшего выветривания. На участках с пологими склонами происходит накопление продуктов разрушения пород, предохраняющее дочетвертичные породы от выветривания, поэтому здесь эти процессы протекают более медленно.



Рис. 101. Трещины первичной отдельности, расширенные выветриванием. Фото Н. И. Кригера

Характер и степень трещиноватости зависят также от состава и крепости горных пород. Более крепкие породы разрушаются медленнее и трещины в них распространяются на меньшую глубину; в относительно слабых породах процессы выветривания с образованием трещин протекают значительно быстрее. Так, крепкие метаморфические породы нередко имеют небольшую трещиноватость и очень слабую водоносность. Достаточно отметить, что в некоторых районах на площади распространения метаморфических пород даже малодебитные источники — большая редкость. Инфильтрация атмосферных осадков в трещины наибольшее значение приобретает на пологих склонах и на склонах, покрытых грубообломочным материалом, хорошо проницаемым для воды.

Трещины выщелачивания и растворения, свойственные карбонатным, соленосным и другим породам, рассмотрены в § 4 настоящей главы.

Кроме описанных встречаются и так называемые литогенетические трещины, обусловленные процессами формирования пород. Трещины такого происхождения обычно прослеживаются сквозь всю толщу пород. Так, например, в базальтах, имеющих характерную столбчатую структуру, нередко наблюдаются многочисленные вертикальные трещины, идущие от поверхности вглубь (рис. 101). Важно также при этом указать, что как в базальтах (особенно в позднейших лавовых образованиях), так и в некоторых других разностях пород (например, песчаниках, конгломератах

и др.) движение воды осуществляется по системе трещин и порам, т. е. они являются порово-трещинными коллекторами.

Ширина трещин непостоянна, но большей частью невелика: в кристаллических и метаморфических породах она составляет обычно несколько миллиметров, реже несколько сантиметров и весьма редко достигает нескольких метров.

В верхних пластах земной коры, где наблюдается наиболее интенсивная трещиноватость (благодаря развитию трещин выветривания) и где сильнее дренирующее воздействие местной гидрографической сети, отмечается и наиболее интенсивный водообмен. С глубиной трещиноватость пород постепенно затухает, дренирующее влияние гидрографической сети уменьшается и поэтому активность водообмена падает (см. гл. XII, § 3).

Часто различные генетические типы трещин накладываются одна за другую, создавая сложную систему трещин в пластах и массивах горных пород.

§ 2. ВОДОНОСНОСТЬ ТРЕЩИНОВАТЫХ ПОРОД

В пластах и толщах крепких горных пород, разбитых в различных направлениях взаимно пересекающимися трещинами, движутся подземные воды как по открытым трещинам, свободным от заполнения их продуктами механического разрушения, так и по закрытым, частично или полностью заполненным рыхлыми песчано-глинистыми продуктами выветривания.

Некоторые исследователи среди вод в трещиноватых породах выделяют «собственно трещинные», движущиеся в массивах изверженных метаморфических и метаморфизованных пород, и «пластово-трещинные», связанные с толщами осадочных пород.

Движение подземных вод в трещиноватых породах, как показывают работы Г. М. Ломизе, Е. П. Емельяновой, С. В. Троянского, Н. Г. Паукера, Л. Н. Смирнова и др., подчиняется линейному закону фильтрации. Это объясняется обычно небольшой шириной трещин, а также тем, что значительная часть более широких трещин в той или иной степени заполнена песчано-глинистым или другим материалом. Более того, даже в крупных открытых трещинах и капалах, соединенных между собой сложной системой узких трещин, как об этом свидетельствуют данные опытных откачек, движение воды подчиняется линейному закону фильтрации.

Следовательно, движение подземных вод в трещиноватых породах происходит по тому же закону, что и в рыхлых зернистых породах. Отличительные же особенности движения вод заключаются в следующем. В зернистых породах вследствие тесной связи между частицами воды, заполняющей капиллярные и некапиллярные промежутки, образуется единая гидродинамическая система, в трещиноватых же породах вода заполняет лишь трещины и имеет движение только по этим трещинам. При этом, если трещины не пересекаются, то могут быть и безводные трещины. Размеры некапиллярных промежутков в песчаных и даже грубообломочных породах изменяются

в сравнительно небольших пределах; ширина же трещин колеблется от долей миллиметра до нескольких метров. Правда, более широкие трещины нередко оказываются заполненными в той или иной мере песчано-глинистым и обломочным материалом.

Условия распространения и движения подземных вод в трещиноватых породах различны в зависимости от характера, происхождения и размеров трещин. В трещинах скальных пород заключены как безнапорные, так и напорные воды. Напор подземных вод в трещинах обусловлен гидростатическим давлением воды во взаимно пересекающихся трещинах, часть которых располагается в области питания на более высоких отметках, где поглощаются атмосферные осадки и поверхностные воды, а из нижерасположенных трещин выходят под давлением источники. На других участках давление воды в трещинах связано с давлением газа, поднимающегося из более глубоких зон литосферы. В районах молодой вулканической деятельности подъем воды по трещинам пород иногда вызывается давлением водяных паров с температурой более 100° С (см. гл. XII, § 3).

Водоносность трещиноватых пород тесно связана не только с условиями питания, но также и со степенью и характером трещиноватости. Данные колонкового бурения и особенно наблюдения в горных выработках месторождений показывают, что наиболее трещиноватыми оказываются породы в зонах тектонических разломов и контактов и в коре выветривания.

Трещины тектонического происхождения относительно быстро «залечиваются» и движение воды по ним со временем прекращается или в значительной степени замедляется. Следовательно, наиболее интенсивное движение подземных вод по трещинам этого рода возможно в районах, где горообразовательные процессы еще продолжаются или протекали в относительно недалеком прошлом, а также на платформах на участках проявления неотектоники.

В некоторых районах тектонические зоны сильно обводнены вследствие интенсивной раздробленности слагающих их пород. В качестве примера, иллюстрирующего значение крупных тектонических зон как проводников и коллекторов подземных вод, можно указать на Копет-Дагскую зону, где из крупных сбросовых деформаций, проходящих вдоль подошвы гор Копет-Дага, выходят мощные термальные источники.

В породах, разбитых литогенетическими трещинами, формируются пластово-трещинные артезианские и грунтовые воды. Мощные потоки трещинных вод местами получают распространение в четвертичных отложениях. Так, например, в четвертичных базальтах с их многочисленными вертикальными трещинами нередко движутся мощные потоки подземных безнапорных вод.

Часто мощные потоки грунтовых вод движутся по трещинам базальтов и андезито-базальтов, подстилаемых галечниковыми и брекчиевыми отложениями, особенно в древних погребенных долинах. В таких районах на пониженных участках наблюдаются выходы мощных источников с пресной водой. Расходы источников, вода которых вытекает из трещин андезито-базальтовых толщ на тер-

ритории СССР, нередко высокие, минерализация же воды незначительная. Такие источники имеются в Грузии, Армении и Азербайджане. В качестве конкретного примера можно указать на Азербайджан, где в районе выхода минерального источника Истису из толщи лав левого склона долины р. Тертер вытекают многочисленные ручьи с пресной водой. Некоторые источники каптированы и их вода используется для водоснабжения.

В Армении на южном склоне лавового массива Арагац находится родник — оз. Айгер-Лич, дренирующий воду почти со всей водосборной площади названного массива. Дебит его 20,5 м³/с, вода пресная [1].

Мощные выходы воды из базальтов известны в США и на Гавайских островах. На Гавайских островах суммарный дебит таких источников достигает огромной величины (110—140 м³/с). Воды этих источников достаточно, например, для водоснабжения такого крупного города, как Нью-Йорк.

Большинство Гавайских островов снабжается водой из базальтов. Городской водопровод в Гонолулу питается исключительно водами базальтов. При глубине скважин 152—185 м их дебит составляет в среднем 25 л/с (90 м³/ч), суммарный — 7,5 м³/с.

Граниты и другие кристаллические породы нередко оказываются слабоводообильными. Подземные воды в таких породах чаще движутся по трещинам выветривания. Глубина распространения трещин выветривания достигает 30—50 м и в исключительных случаях 100 м. В трещинах тектонического происхождения подземные воды встречены и на значительно больших глубинах. В таких трещинах водообилие может оказаться более высоким.

Воды в трещиноватых породах, если они не перекрыты с поверхности водонепроницаемыми пластами, очень чувствительны к условиям питания и отличаются более резкими колебаниями уровня в зависимости от количества выпадающих атмосферных осадков по сравнению с подземными водами, залегающими в песчаных породах. Так, на одном из месторождений, которое обводняется водами, проникающими из трещин пород и залегающими в сланцах и мраморах на значительной глубине от поверхности (50—70 м), годовая амплитуда колебаний уровня составляет 3—4 м в соответствии с количеством выпавших осадков. Поскольку уровень трещинного типа вод на указанном месторождении находится на большой глубине, а трещины в значительной мере заполнены глинистыми продуктами разрушения пород, наблюдается запаздывание в подъеме уровня подземных вод по отношению ко времени максимального выпадения осадков на 2—3 месяца (и такое же запаздывание, естественно, в понижении уровня при уменьшении количества инфильтрующихся осадков).

Через открытые трещины, не перекрытые водоупорными или слабоводопроницаемыми пластами, подземные воды в трещиноватых породах относительно легко могут загрязняться водами, проникающими с поверхности и содержащими взвешенные вещества и микроорганизмы.

В трещинах горных пород содержатся подземные воды различного химического состава. В сравнительно неглубоко залегающих пластах в толщах пород, в зоне активного движения подземных вод, обычно распространены пресные гидрокарбонатные кальциевые воды, формирующиеся за счет инфильтрации атмосферных осадков и частично поглощения вод поверхностного стока.

В более глубоких зонах (на глубине нескольких сотен метров) на платформах и на периферии горных сооружений скважинами вскрываются сильноминерализованные воды и рассолы, которые насыщают пласты и толщи осадочных пород. Это нередко древние воды морского происхождения, химический состав которых за длительный период сильно изменился. По содержанию растворенных солей они относятся к хлоридному натриевому и хлоридному кальциево-натриевому типам.

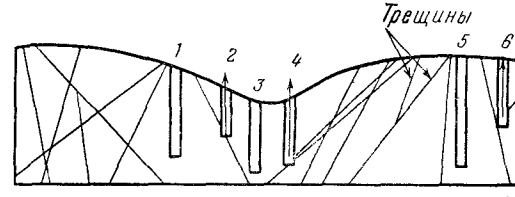


Рис. 102. Схема пересечения скважинами водоносных трещин в массиве трещиноватых пород:
1, 2, 3, 4, 5, 6 — скважины

При разведочных работах на воду в районах распространения подземных вод в трещиноватых породах необходимо иметь в виду, что выработка (например, буровая скважина) может пройти в непосредственной близости от водоносных трещин и не пересечь их. Естественно, что такая выработка окажется безводной. На некоторых участках скважины, пройденные на небольшом удалении одна от другой, вскрывают воды на разной глубине, но уровень в них устанавливается на близких отметках. Отдельные скважины могут дать самоизливающуюся воду.

На схематическом разрезе (рис. 102) видно, что колодцы *1*, *3* и *5* должны быть сухими, так как они водоносных трещин не вскрыли; колодцы *2*, *4* и *6* пересекли трещины и поэтому должны быть с водой. Колодцы *2* и *4* могут дать даже самоизливающуюся воду, поскольку область питания (выход вскрытых ими водоносных трещин на поверхность) находится на более высоких отметках по сравнению с отметками устьев колодцев.

§ 3. ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ ЗОН КРУПНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ НАРУШЕНИЙ

Подземные воды зон тектонических нарушений в основном свойственны для горно-складчатых областей, реже древних кристаллических щитов и дислоцированных пород фундамента платформ.

Подземные воды в зонах тектонических нарушений обычно отмечаются в форме линейно-вытянутых относительно нешироких потоков, движущихся в горных породах зон дробления, брекчирования или повышенной трещиноватости пород вблизи тектонических нарушений. В таких зонах формируются как напорные, так и безнапорные воды.

Подземные воды зон тектонических нарушений известны на Урале, Кавказе, в горных районах Средней Азии, Казахстана и других горных странах. Ширина таких зон изменяется от 0,5 до 3—5 км, реже составляет 5—10 км (Салаирский хребет); протяженность зон обычно не превышает 5—8 км, реже достигает нескольких десятков (Миасский разлом на Урале — 20 км) и даже сотен километров (Копет-Дагская термальная зона). Мощность толщи пород, обладающей достаточно интенсивной трещиноватостью, достигает 150 и реже 300 м [6]. Глубина залегания подземных вод в зонах тектонических нарушений чаще не превышает 10—15 м, а нередко вода выходит на поверхность в виде восходящих источников. Например, на полосе Копет-Дагской термальной зоны отмечается большая группа восходящих источников, суммарный дебит которых достигает 290—460 л/с.

Наиболее водообильными являются карбонатные нередко закарстованные породы (см. § 4 настоящей главы); меньшая водообильность отмечается в трещиноватых интрузивных и метаморфических породах.

Основными источниками питания служат атмосферные осадки и фильтрация воды из рек, озер, прудов и водоемов. Кроме того, в зону тектонических нарушений поступают воды из прилегающих водоносных горизонтов, из слабопроницаемых пород и глубоко залегающих водоносных комплексов.

Воды зон тектонических нарушений преимущественно пресные. Однако иногда с такими зонами связаны минеральные и термальные воды повышенной минерализации (термальные воды Копет-Дагской зоны, см. гл. XV).

Наибольший практический интерес для организации водоснабжения представляют подземные воды зон крупных тектонических нарушений в карбонатных породах, с которыми в Средней Азии и Казахстане связаны отдельные месторождения пресных вод с водозаборами, имеющими суммарный дебит до 230—580 л/с [6].

§ 4. ВОДОНОСНОСТЬ ЗАКАРСТОВАННЫХ ПОРОД

Термин «карст» произошел от названия известняков мелового возраста, слагающих плато в северо-западной части Динарских гор, расположенных на границе Югославии и Италии, близ берегов Адриатического моря.

Карст развивается в выщелачивающихся и растворяющихся породах: известняках, доломитах, мраморах, гипсах, ангидритах, соляных залежах и др. Известно, что весьма слабо выщелачиваются в воде карбонатные породы, но процесс выщелачивания их резко возрастает при наличии в воде агрессивной углекислоты. Значительно большей растворимостью обладают гипсы и ангидриты. Наибольшей растворимостью характеризуются соляные залежи — хлористые и сернокислые соли натрия, калия и магния (рис. 103).

Неравномерность образования карстовых нарушений в известняковых, доломитовых и мергельно-известняковых породах объяс-

няется более интенсивным расширением в их толщах основных путей движения подземной воды; наряду с крупными карстовыми полостями при исследованиях фиксируются и более мелкие.

Следует подчеркнуть, что как внутренние пустоты, так и поверхностные карстовые образования обычно связаны с трещиноватостью пород, в направлении которой получают наибольшее развитие карстовые процессы. В разработке трещин и пустот (особенно крупных) в карстующихся толщах принимают участие наряду с процессами выщелачивания и растворения и эрозионные явления. Подземные потоки в крупных карстовых пустотах и каналах обладают достаточно большой живой силой, способствующей углублению и расширению путей движения подземных вод.



Рис. 103. Размытая карстовая воронка в толще каменной соли

Формы проявления карста на поверхности земли различны: воронки, пещеры, «каменные леса», трещины, колодцы, шахты, сухие речные русла (поглощенные речки) и др. Карстовые воронки имеют размеры от 5—10 до 30—50 м в поперечнике и до 10—25 м в глубину. В сильно закарстованных районах количество воронок достигает иногда 100—200 на 1 км^2.

Хорошо известен в КНР карст в виде «каменного леса» (близ г. Куньмина). Наиболее широко карстовые формы рельефа развиты в провинции Гуанси, где они занимают более 50% площади провинции.

Судя по данным М. М. Крылова, карстовые формы в Куньмине представляют собой остаток от зоны горизонтального и вертикального движения подземных вод в известняках пермского возраста. В настоящее время этот карст имеет форму столбообразных и остроконечных известняковых скал весьма прихотливых очертаний (рис. 104).

В горных районах с широким распространением закарстованных известняков и других выщелачивающихся пород воды некрупных поверхностных водотоков, периодически возникающих во время интенсивного выпадения осадков, обычно почти полностью поглощаются трещинами, понорами и другими пустотами.

Нередко карстовые воронки располагаются вдоль контактов карстующихся пород с некарстующимися, а также по линиям дизъюнктивных нарушений, где карбонатные породы оказываются раздробленными. Линейное расположение карстовых воронок и понор

могут указывать на существование и направление подземных потоков в толщах закарстованных пород. Отдельные карстовые воронки поглощают до 200 м³/ч дождевых и снеговых вод.

Карстовые процессы наиболее интенсивно развиваются в направлении тектонических, выветривания и других трещин. Это особенно четко прослеживается на месторождениях твердых полезных ископаемых, залегающих в условиях карста, где мощные толщи карстующихся пород вскрыты большим количеством вертикальных и особенно горизонтальных выработок.

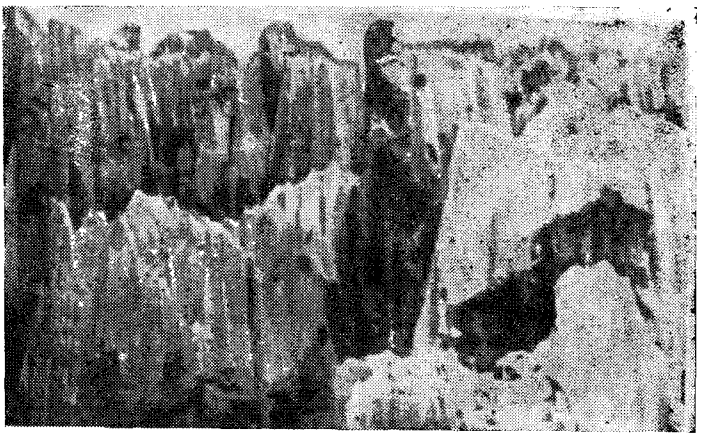


Рис. 104. Карстовые формы рельефа в виде «каменного леса» близ г. Куньмина КНР

Процесс расширения вертикальных и горизонтальных трещин в карстующихся породах приводит к образованию так называемых понор. На пониженных элементах рельефа поноры служат очагами поглощения больших масс поверхностных вод. Расширяясь, поноры могут принимать вид подземных пещер. В крупных карстовых полостях и пещерах иногда происходят обвалы пород кровли, нередко с образованием на поверхности провальных воронок, «слепых» долин, озер и т. п. Глубина крупных провалов на поверхности земли местами превышает 20 м. На месте таких провалов на отдельных участках образуются озера или болота.

Карстующиеся породы выщелачиваются неравномерно. На отдельных участках (сложенных известняками, доломитами и др.) образуются крупные карстовые формы — р в ы, вытянутые в направлении понижения рельефа. Такой ров (долина), по данным А. С. Белицкого, известен, например, в Алапаевском районе на Среднем Урале, где он протягивается в меридиональном направлении на 4 км. Отрицательные формы карстового рельефа, соединяясь, образуют крупные по площади понижения, называемые п о л я м и. Образованию карстовых полей способствуют также тектонические процессы.

Карстовые явления распространяются на довольно большую глубину. Крупные карстовые полости (0,5—10 м в поперечнике) на отдельных месторождениях полезных ископаемых прослеживаются на глубину 150 м ниже местного базиса эрозии (древний карст). Более мелкие карстовые полости (0,5 м в поперечнике и менее), характерные для доломитизированных известняков, встречаются на больших глубинах, иногда достигающих 800 м.

Особенно широко развиты вертикальные карстовые полости в районах с мощной толщей пород зоны аэрации (200—300 м). Примером могут служить рудные месторождения Хайрадкана Южной Ферганы. Здесь на некоторых месторождениях как горными выработками, так и скважинами довольно часто вскрывались пустоты в карстующихся породах. Так, одной из горизонтальных выработок была подсечена карстовая полость округлого сечения диаметром 0,3 м, через которую стала поступать свежая струя воздуха; эта выработка пройдена на глубине 170 м от поверхности. На другом участке месторождения буровой снаряд прошел беспрепятственно на интервале глубины от 100 до 200 м; чаще, однако, при бурении провалы инструмента составляли 10—15 м (данные А. В. Мамренко).

Большей частью размеры карстовых полостей колеблются от 0,3 до 0,5 м в поперечнике. Некоторые карстовые полости часто оказываются заполненными глинистым материалом, включающим обломки известняка, кремня, глины, щебня и дресвы. Заполненные крупные карстовые пустоты (пещеры) достигают 20—25 м высоты и встречаются на глубине до 110—130 м. Но активные формы современного карста обычно ограничиваются глубиной 50—60 м. Объем отдельных крупных карстовых полостей достигает нескольких десятков тысяч кубических метров.

Причин, обусловливающих разнообразие карстовых форм, много: геологическое строение, расчлененность рельефа местности овражно-балочной сетью, условия залегания толщ карстующихся пород, климатические особенности, густота речной сети и др. На разработку полостей в карстующихся толщах пород заметное влияние оказывает также подземная эрозия. При равных прочих условиях в районах избыточного увлажнения карстовые процессы протекают интенсивнее по сравнению с засушливыми районами.

В СССР карстующиеся породы (известняки, доломиты, гипсы и др.) развиты во многих местах: в Крыму; на Кавказе; под Ленинградом; в Прибалтике; в Московской, Тульской, Воронежской и других областях; на водоразделе между реками Онегой и Северной Двиной южнее г. Архангельска; на западном склоне Урала; на р. Волге в районе Самарской Луки; на Украине; в Туркмении; на хр. Бол. Каратау и др. Карстовые явления широко распространены также в Италии, Франции, Испании и других странах.

К водам в карстующихся породах относят подземные воды, движущиеся по трещинам, каналам, пещерам и другим пустотам в горных породах, созданным в результате агрессивного и механического воздействия подземных вод на выщелачивающиеся и растворяющиеся породы.

В массивах закарстованных пород встречены как безнапорные, так и напорные подземные воды.

В карстовых пещерах нередко прокладывают себе путь подземные речки, имеющие протяженность до нескольких десятков километров. В СССР крупные карстовые пещеры распространены в Крыму, на Северном Кавказе, в Приуралье, на Алтае и в других районах. Кунгурская гипсовая пещера (на западном склоне Урала) имеет общую протяженность галерей около 4,6 км. В этой пещере выявлено 58 гротов и около 360 озер, заполненных минерализованной водой. Самая крупная из известных в мире карстовых пещер — Мамонтовая пещера в США (штат Кентукки) имеет длину (с боковыми ответвлениями) около 240 км.

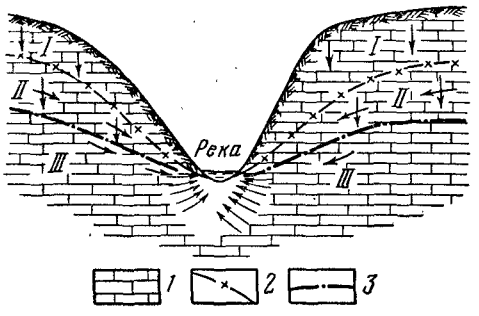


Рис. 105. Условия движения подземных вод в различных вертикальных зонах закарстованных пород (по Д. С. Соколову):

1 — закарстованные известняки; *2* и *3* — соответственно высокий и низкий уровни подземных вод в закарстованных породах. Стрелками показано направление движения воды

В некоторых районах распространен так называемый с о л я н о й карст, развивающийся в соленосных породах. На поверхности земли этот вид карста проявляется неширокими воронками и округлой формы небольшими отверстиями, поглощающими воды атмосферных осадков. Такой карст был отмечен на горе Боз-Даг в Азербайджане (район Мингечаур), сложенной глинами апшеронского яруса (верхний плиоцен).

Для развития карста, по Д. С. Соколову, необходимо четыре условия: 1) в районе должны быть развиты выщелачивающиеся и растворяющиеся породы; 2) породы должны обладать проницаемостью для воды; 3) подземная вода находится в движении, формируя поток; 4) обладать растворяющей способностью (агрессивностью) [8]. При этом агрессивно действующая вода проникает в толщи пород не обязательно с поверхности: в отдельных районах она может подниматься под напором из более глубоких артезианских водоносных пластов.

Пример этого можно видеть на Северном Кавказе, вблизи г. Нальчика, где мощные источники с пресной водой, имеющей постоянную температуру (9,3° С), образуют Голубое озеро. Воды этого озера, по определению И. Г. Кузнецова, выщелачивают в сутки 35—50 м³ карбонатных пород.

По характеру движения и режима воды в закарстованных породах Д. С. Соколов выделяет следующие вертикальные гидродинамические зоны (рис. 105):

1) а э р а ц и и, где распространено инфильтрационное и инфлюационное нисходящее движение воды преимущественно по вертикальным трещинам;

2) сезонного колебания уровня подземных вод. В периоды усиленного питания, при подъеме уровня, эта зона сливается с нижней, а в периоды спада присоединяется к верхней, т. е. к зоне аэрации. При высоком стоянии уровня в зоне колебаний происходит горизонтальное движение воды, при низком — вертикальное. Мощность этой зоны колеблется от нескольких метров до нескольких десятков метров;

3) полного насыщения, находящаяся в сфере дренирующего воздействия гидрографической сети. В этой зоне движение воды направлено в сторону речной долины, врезанной в карстующиеся породы. Подошва этой зоны располагается ниже горизонта поверхностных вод. Движение воды близ подошвы имеет напорный характер (снизу вверх). Интенсивное движение воды приводит к повышенной закарстованности пород в придолинных участках. В этой зоне нередко заключены основные запасы подземных вод;

4) глубинного движения, где течение воды происходит вне непосредственного дренирующего воздействия местной гидрографической сети (на рис. 105 не показана). В этой зоне направление движения подземных вод вызвано в основном особенностями тектонической структуры. Мощность ее определяется геоструктурными чертами района, глубиной залегания некарстующихся пород и положением кристаллического фундамента. Здесь подземные воды медленно движутся к очагам разгрузки (к тектоническим депрессиям или к более глубоким эрозионным врезам, находящимся в соседних районах).

Приведенная характеристика движения подземных вод в карстовых районах является по существу сводной. В природных условиях, однако, возможны некоторые отклонения от общей закономерности. Эти отклонения освещены в работе Г. А. Максимовича [4].

1. Движение подземных вод в зоне карстующихся пород происходит только по вертикальной системе трещин (рис. 106, *а*). Нисходящий характер движения подземных вод имеет место, если карстующиеся породы подстилаются водопроницаемыми некарстующимися породами, подошва которых располагается выше уровня подземных вод в районе. В качестве примера можно указать на район Крымской Яйлы, где карстующиеся известняки подстилаются конгломератами и песчаниками, залегающими на глинах и сланцах. Из этих конгломератов и песчаников выходят источники.

2. Отмечается только зона горизонтально-наклонного движения вод. Это показательно для маломощных пологопадающих пластов карстующихся пород, залегающих среди некарстующихся (рис. 106, *б*). Такой разрез был встречен в пермских отложениях западного крыла Предуральского прогиба.

3. Имеются две зоны: вертикального (нисходящего) и горизонтального движения. Такое движение установлено для толщ относительно небольшой мощности известняков, доломитов, гипсов, ангидритов и мела, подстилаемых водонепроницаемыми породами (рис. 106, *в*). Типичны в этом отношении разрезы, описанные для горной части Крыма, района Кунгурской гипсовой пещеры на Урале и др.

4. Распространены зоны вертикального (нисходящего), горизонтального и сифонного (восходящего) движения. Это зафиксировано для мощных толщ карстующихся пород, залегающих в придолинных частях рек и прибрежных частей морей.

Подземные воды сифонного движения находят выход в подрусловые карстовые пустоты речных долин (см. рис. 105 и 106, *г*) или

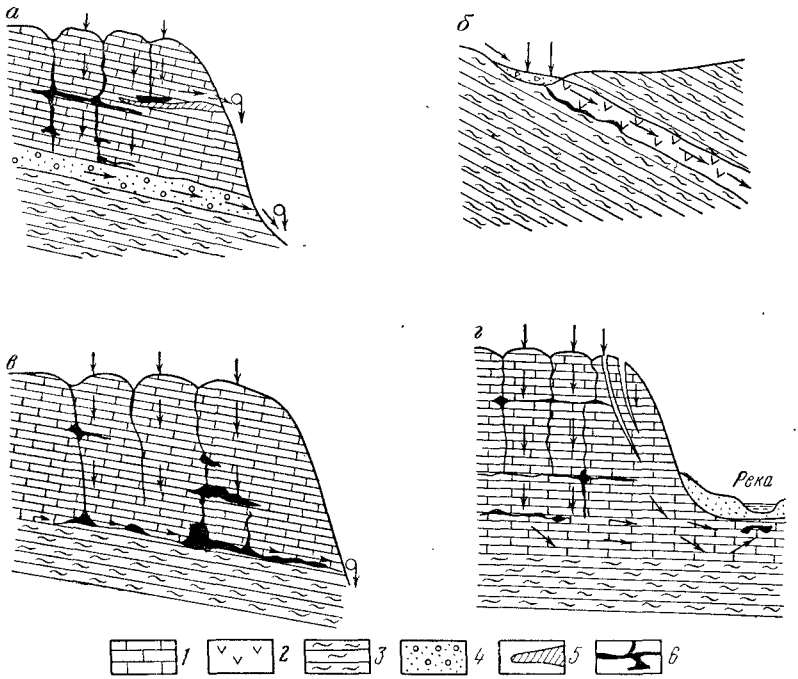


Рис. 106. Типы гидродинамических профилей карстовых областей (схематизировано по Г. А. Максимовичу):

1 — карбонатные породы; *2* — сульфатные породы (гипс и ангидрит); *3* — глины; *4* — галечники и конгломераты; *5* — местный водоупор; *6* — карстовые пустоты

питают источники, разгружающиеся на дне моря. Последние известны для района Гагра на Черном море, для Рижского залива Балтийского моря и др.

В районе Гагра, например, где разность в отметках областей питания и дренажа составляет около 1000 м, из сильно закарстованных карбонатных пород на уровне Черного моря вытекает подземная речка с пресной водой, с относительно выдержанным расходом (до 8,3 м³/с) и постоянной температурой воды (10° С). Ниже выхода подземной речки из трещин горных пород на дне моря выходит несколько восходящих подводных источников [7]. В Рижском заливе на глубине около 200 м из известняков силура выходят под большим напором источники с пресной водой.

Карстовые процессы протекают тем быстрее, чем больше скорость движения воды: в подземных бассейнах со слабым водообменом они

развиваются медленно. Образование карста идет также тем интенсивнее, чем больше разница в отметках областей питания и разгрузки и чем выше водопроводимость карстующихся пород. Значительная разница в указанных отметках приводит к усиленному водообмену в массиве карстующихся пород, что способствует развитию карста.

Наиболее интенсивно карстовые процессы протекают по трещинам пород зоны выветривания и тектоническим нарушениям, поскольку движение воды по ним происходит с наибольшими скоростями.

Как уже было отмечено, разрушающая способность природных вод зависит от содержания в них агрессивной углекислоты. С глубиной растворяющая способность подземных вод обычно уменьшается, поскольку значительная часть агрессивной углекислоты расходуется на выщелачивание горных пород по пути движения. Данные бурения и результаты проходки горных выработок на месторождениях твердых полезных ископаемых показывают, что степень закарстованности пород с глубиной также уменьшается, в том же направлении снижается и степень их водообильности.

Расчетами установлено, что движение воды в закарстованных породах, так же как и в трещиноватых породах, подчиняется линейному закону фильтрации. Некоторые отклонения от общей закономерности движения, по-видимому, могут иметь место лишь на отдельных, сравнительно небольших участках с крупными пещерами, понорами и полостями, не заполненными песчано-глинистым материалом.

Таким образом, гидрогеологические условия закарстованных и трещиноватых пород во многом сходны, только в первых (особенно в верхней зоне) движение подземных вод происходит более интенсивно.

Водопроницаемость известняковых пород, если судить только по данным опытных откачек, большей частью характеризуется коэффициентом фильтрации 10—30 м/сут, с глубиной уменьшается до 2 м/сут и менее [2].

В закарстованных породах проведение подземных работ ниже уровня подземных вод вследствие больших водопритоков весьма затруднено. При гидротехническом строительстве через карстовые полости и трещины вода может в значительных количествах утекать из водохранилища в нижний бьеф (за плотину ниже по течению). Особенно трудна разработка месторождений твердых полезных ископаемых в закарстованных породах. На некоторых месторождениях, залегающих в районах значительного развития карста, приток воды в горные выработки составляет 10 000 м³/ч и даже более [2, 3]. Дебит отдельных буровых скважин, вскрывших подземные воды в закарстованных породах, нередко достигает нескольких десятков кубических метров в час, а иногда и 200—300 м³/ч.

Расходы (дебиты) источников, выходящих из толщ закарстованных пород, отличаются большими годовыми колебаниями — от десятков до сотен литров и даже до десятков кубометров воды в секунду. Крупные источники, которые выходят из трещин и полостей

известняков и реже доломитов, известны для района так называемого ордовикско-силурийского плато (южнее Ленинграда), районов Крыма и Кавказа, Березниковско-Соликамского района, Большого Каратау и др. Дебиты источников в указанных районах достигают нескольких сотен литров в секунду.

В связи с непостоянством условий питания отмечаются не только резкие изменения расходов источников, но и также имеют место значительные колебания уровня подземных вод в закарстованных массивах пород, нередко составляющих несколько метров в год.

Мировой известностью пользуется карстовый источник Воклюз (во Франции). Область питания источника, равная 1650 км², сложена сильнотрещиноватыми и закарстованными неокомскими известняками. Источник выходит из огромных размеров грота, находящегося в глубоком ущелье. Средний годовой расход источника составляет 17 м³/с при максимальном весеннем 152 м³/с [5]. На площадь питания источника выпадает в среднем 550 мм осадков в год. Подсчитано, что расход только одного источника Воклюз в данном районе составляет 60% от годового количества осадков.

В СССР крупнейший карстовый источник Красный Ключ выходит на Уфимском плато в долине р. Уфы. Дебит источника в меженный период составляет 12—15 м³/с, а весной при снеготаянии увеличивается до 30—52 м³/с (по А. Г. Лыкошину и Д. С. Соколову). Существенно подчеркнуть то обстоятельство, что весенний расход этого источника мог бы обеспечить потребность в воде населения г. Москвы.

Подземные воды, выходящие в виде источников на склонах гор и речных долин, сложенных некарстующимися породами, дают начало ручьям и речкам. Дойдя до участков, сложенных закарстованными карбонатными породами, воды этих ручьев и речек частично поглощаются карстовыми воронками и трещинами и вторично становятся подземными водами, а выходя затем ниже по рельефу в виде крупных источников по берегам рек, вновь переходят в поверхностные водотоки.

Таким образом, взаимосвязь между поверхностными и подземными водами в районах, где развиты карстующиеся породы, очень сложна. И если принимать за величину подземного стока суммарный дебит всех источников, выходящих в районе, можно прийти к неправильным выводам, так как некоторые источники на поверхности появляются дважды.

Химический состав карстовых вод непостоянен. Большинство высокодебитных источников, выходящих из закарстованных карбонатных пород, дают пресную воду гидрокарбонатного кальциевого типа. Однако в гипсовых породах встречены и жесткие воды сульфатного кальциевого типа. В некоторых районах развития соляного карста буровыми скважинами в глубоких пластах пород обнаружены сильноминерализованные воды и рассолы.

Подземные воды в закарстованных породах подвержены еще большему загрязнению с поверхности, чем в трещиноватых. В не-

которых пунктах европейской части СССР известны примеры, когда отмечалось через несколько часов после выпадения атмосферных осадков помутнение воды в водозаборах, не говоря уже о резком увеличении бактериального загрязнения. О том, что карстовые воды подвержены интенсивному загрязнению с поверхности, свидетельствует следующий пример (по данным Н. К. Тихомирова). По берегам р. Чусовой из сильно закарстованных известняков и доломитов девонского и каменноугольного возраста выходят источники. Во время дождей дебит источников сильно увеличивается, при этом вода некоторых источников становится мутной вследствие интенсивного проникновения с поверхности атмосферных вод и быстрого продвижения их по карстовым пустотам. Более того, в широких водоносных трещинах и карстовых полостях может обитать относительно крупная фауна и флора. Так, на южном побережье Финского залива в воде карстовых полостей в известняках ордовика и силура были обнаружены мелкие рыбки. При откачках иногда вместе с подземной водой из скважин извлекаются на поверхность наряду с мелкими рыбками также и мелкие крабы, моллюски и части растений. Подобные явления были отмечены не только в СССР, но и в других странах. Поэтому при эксплуатации подземных вод, движущихся в трещинах скальных пород и полостях карстующихся толщ, в целях своевременного пресечения вспышки эпидемических заболеваний, передающихся через питьевую воду, необходима организация постоянного строгого надзора за санитарным состоянием водозаборов и прилегающей к ним местности.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гидрогеология СССР. Т. 11. Армянская ССР. М., «Недра», 1968. 352 с. с ил.
2. Климентов П. П. Методика гидрогеологических исследований. М., Госгеолтехиздат, 1961. 390 с. с ил.
3. Климентов П. П. Общая гидрогеология. Изд. 3-е. М., «Высшая школа», 1971. 224 с. с ил.
4. Максимович Г. А. Основные типы гидродинамических профилей областей карста карбонатных и сульфатных отложений. — Докл. АН СССР, т. 112, 1957, № 3, с. 501—504.
5. Маринов Н. А., Толстихин Н. И. Мощные карстовые источники Евразии. — В кн. Гидрогеологическое значение карста на Ленинградском месторождении горючих сланцев. Л., 1973, с. 3—15.
6. Плотников Н. И. Поиски и разведка пресных подземных вод для целей крупного водоснабжения. М., Изд-во МГУ, 1968. 470 с. с ил.
7. Семихатов А. Н. Гидрогеология. М., Сельхозгиз, 1954. 328 с. с ил.
8. Соколов Д. С. Основные условия развития карста. М., Госгеолтехиздат, 1962. 322 с. с ил.

Глава XIV

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ МЕРЗЛОЙ ЗОНЫ ЛИТОСФЕРЫ

§ 1. ОБЩИЕ ПОНЯТИЯ О МНОГОЛЕТНЕЙ МЕРЗЛОТЕ И ЕЕ РАСПРОСТРАНЕНИИ

Обширные территории распространения многолетнемерзлых пород называются областями многолетней мерзлоты.

К многолетнемерзлым отложениям относят (М. И. Сумгин, Н. И. Толстихин, Н. А. Цытович, П. Ф. Швецов, В. А. Кудрявцев, Н. А. Вельмина и др.) горные породы с нулевой или отрицательной температурой, в которых вся содержащаяся вода или ее часть находится в виде льда в течение длительного времени (от нескольких лет до тысяч, десятков и сотен тысяч лет). В народе и литературе многолетняя мерзлота чаще называется «вечной мерзлотой», что не совсем правильно, так как последний термин является более узким; он характеризует только мерзлоту, существующую свыше 100 лет. Кроме многолетней мерзлоты в природе имеет место кратковременная и сезонная.

С термином «мерзлая толща» в геологии обычно связано представление о послойном накоплении осадков; к охлажденным кристаллическим породам применяют термин «мерзлый массив» (Н. И. Толстихин). Под талыми отложениями, как правило, понимают участки протаявших или никогда не промерзавших пород, окруженные многолетнемерзлыми породами. Отсюда — название талик, т. е. участок протаявшей или никогда не промерзавшей сухой или содержащей воду в жидкой фазе горной породы, окруженной многолетнемерзлыми породами. Чередование в вертикальном разрезе мерзлых и талых слоев обычно называют «слоистой мерзлотой», реже — «прерывистая по вертикали криолитозона» [11]. Слой сезонного ежегодного оттаивания и промерзания пород с поверхности называется *деятельным слоем* (или криогенным деятельным слоем).

Формирование многолетнемерзлых пород, распространение их по площади и в разрезе определяются физико-географическими условиями тепло- и влагообмена верхней части литосферы с атмосферой, климатом и его историей, орографией, геолого-структурной обстановкой, геологической историей развития территории в четвертичный период и гидрогеологическими условиями.

Мерзлая зона занимает Антарктиду, северо-восточную часть Евразии, почти всю Аляску, значительную часть Канады, арктические острова, Гренландию, а также располагается в высокогорных областях всех континентов, включая высокогорные зоны тропического пояса.

Таблица 26

Зона	Площадь мерзлой зоны, млн. км²				
	Европа и Азия	Северная Америка	Северное полушарие	Антарктида	Всего на земном шаре
Сплошного распространения	3,66	3,89	7,55	12,98	20,53
Прерывистого распространения (с участками таликов)	3,66	3,66	7,32	—	7,32
Островного распространения	3,76	3,46	7,22	—	7,22
Итого	11,08	11,01	22,09	12,98	35,07

В пределах суши земного шара области многолетнемерзлых пород занимают 35 млн. км², или около 24% всей суши. Из них в Северном полушарии находится около 22 млн. км², в Южном — 13 млн. км².

Данные о распространении многолетнемерзлых пород на земном шаре, по Р. Блэку, приведены в табл. 26.

Многолетнемерзлые породы на территории СССР имеют весьма широкое распространение и занимают площадь, равную 11 115 000 км², что составляет 49,7% всей площади страны.

Кроме основной области распространения (рис. 107) многолетнемерзлые породы встречаются в высокогорных районах (Алтай, Саяны, Памир, Тянь-Шань и др.). В горах Тянь-Шаня мерзлая зона располагается выше абсолютных отметок 3,0—3,5 тыс. м [4]. Ниже здесь встречаются острова мерзлых пород. Многолетнемерзлые породы распространены также в виде островов в северной части МНР, где они занимают около 40% всей территории [9]. На севере вдоль побережья Сибири мерзлые породы в виде полосы встречены под днищами морских шельфов; причем ширина этой полосы даже в районах устьев таких крупных рек, как Лена, Яна, Индигирка, где породы подвергаются отепляющему воздействию водами подземного стока, составляет 20—25 км [5].

Мощность многолетнемерзлых пород различна, в общем плане она увеличивается с юга на север, составляя у южной границы их распространения первые единицы и десятки метров, в центральных частях Сибири и в горных массивах — от 600—700 до 1000—1450 м. По данным Н. А. Вельминой, наибольшая мощность зоны охлаждения земной коры, равная 1450 м, установлена в южной части Анабарского массива в верховьях р. Мархи (скважина пробурена на глубину 2010 м в известняках с глинистыми прослойками и доломитах) [2]. Некоторые исследователи предполагают, что причиной столь глубокого промерзания пород является влияние высокоминерализованных рассолов с низкой отрицательной температурой.

Следует отметить, что положения границ мерзлой зоны и нулевой температуры пород часто не совпадают, так как в определенных гидрогеологических условиях не только соленые воды и рассолы,

но даже пресные воды могут находиться при отрицательных температурах в жидком состоянии (см. § 2, В).

Мощное охлаждение горных пород и наиболее низкие температуры отмечаются также в пределах Станового нагорья (хребты Удокан и Кодар), где на абсолютной высоте 2500—3000 м на северных скло-

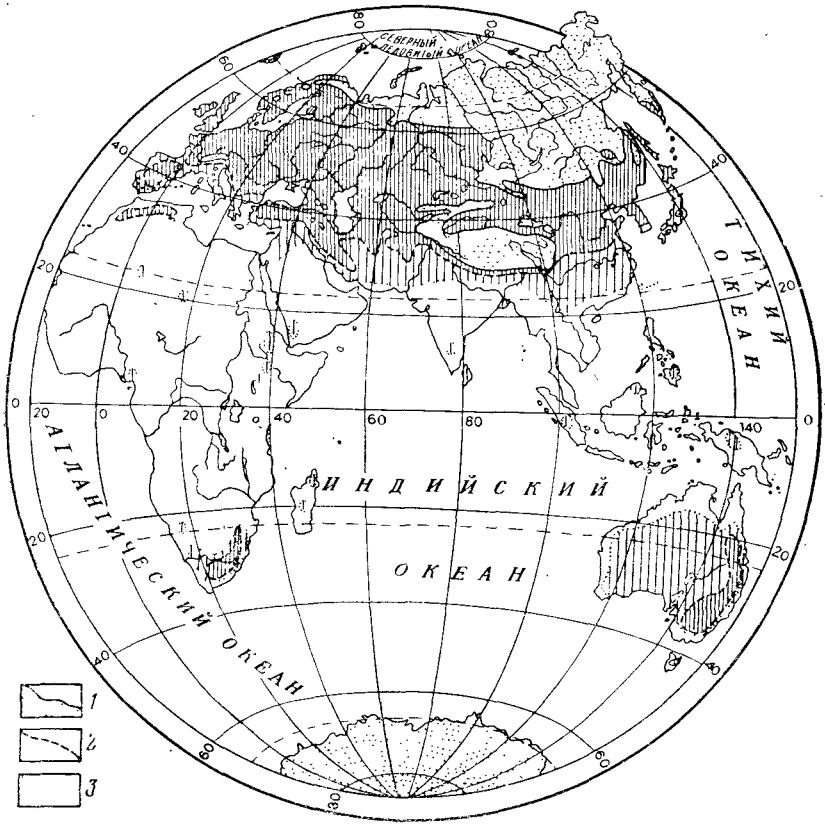


Рис. 107. Карта мерзлой

1 — область многолетнемерзлых пород и ледяных покровов; *2* — область систематического промерзания

нах мерзлота достигает глубины 1300 м при температуре минус 11° С.

Максимальные глубины промерзания горных пород, установленные для низменностей и долин, составляют 650—700 м [2].

Таким образом, наибольшее охлаждение горных пород и максимальные мощности многолетнемерзлых пород свойственны для высокогорных районов в современных областях оледенения, меньшие мощности отмечаются в межгорных впадинах.

Возраст мерзлоты для всей территории ее распространения точно еще не установлен. Если судить о продолжительности непрерывного ее существования, то наиболее древними областями современной

мерзлой зоны являются, по-видимому, области Северо-Востока СССР, в которых мерзлое состояние горных пород существовало на протяжении всего четвертичного периода [12].

Общие сведения о возрасте многолетней мерзлоты на территории СССР приведены в работе В. А. Кудрявцева, в которой им



зоны Земли [11].

сезонного промерзания земной коры; *3* — область кратковременного и несистематического земной коры

выделяются пять мерзлотно-температурных зон и дана их характеристика [8].

В. А. Кудрявцев отмечает, что наиболее древняя мерзлота распространена на полуострове Таймыр и в северных частях хребтов Верхоянского и Черского, где возраст ее превышает 500 тыс. лет. На Северо-Востоке СССР, в северной части Центрально-Сибирского плоскогорья и в пределах Центральной Якутии возраст мерзлоты обычно менее 500 тыс. лет. На остальной территории распространения многолетнемерзлых пород возраст мерзлоты, как правило, не превышает нескольких десятков и сотен тысяч лет.

При прочих равных условиях в платформенных областях минимальный возраст многолетнемерзлых толщ одинаковой мощности в 1,5—2,0 раза меньше, чем в горно-складчатых.

В настоящее время в границах всей огромной территории мерзлой зоны различают следующие области (М. И. Сумгин, Н. А. Вельмина и др.): 1) сплошного (преимущественно сплошного) распространения мерзлых пород; 2) прерывистого распространения мерзлых пород, где последние в различной степени пронизаны таликами; 3) островного распространения мерзлых пород, на которых они встречаются в виде островов среди талых пород, и 4) области талых пород с глубоким залеганием мерзлых (глубинный тип), например Западная Сибирь. По условиям распространения мерзлые породы подразделяют на континентальные и субмаринные.

В вертикальном разрезе мерзлых пород различают: *I* — сплошные или преимущественно сплошные мерзлые породы (рис. 108); *II* — мерзлые породы, сильно нарушенные таликами; *III* — включения различных по размерам и форме объемов мерзлых пород (массивов, толщ) внутри талых пород, распространенных на определенных элементах рельефа (водоразделы, долины); *IV* — спорадически залегающие массивы, толщи и линзы мерзлых пород среди талых [2].

Каждому типу площадного распространения мерзлой зоны могут соответствовать несколько типов вертикального мерзлотно-гидрогеологического разреза, но один из них, как правило, является наиболее характерным для большей части площади, в то время как остальные могут встречаться только на отдельных участках.

Схема соотношения типов площадного и вертикального распространения многолетнемерзлых пород, по Н. А. Вельминой, дана в табл. 27.

Таблица 27

Тип распределения мерзлых пород по площади	Тип распространения мерзлых пород по вертикали			
	I	II	III	IV
	Сплошное или преимущественно сплошное	Прерывистое (нарушенное таликами)	Локальное	Спорадическое
1. Сплошное	Могут быть характерны для обоих типов распространения (вертикального и площадного)		Встречаются очень редко в пределах больших таликов	Не встречаются
2. Прерывистое — мерзлые породы с таликами	Может встречаться	Характерен	Может встречаться	То же
3. Островное — острова мерзлых пород среди талых	Не встречается	Может встречаться	Характерен	Может встречаться в пределах больших таликов

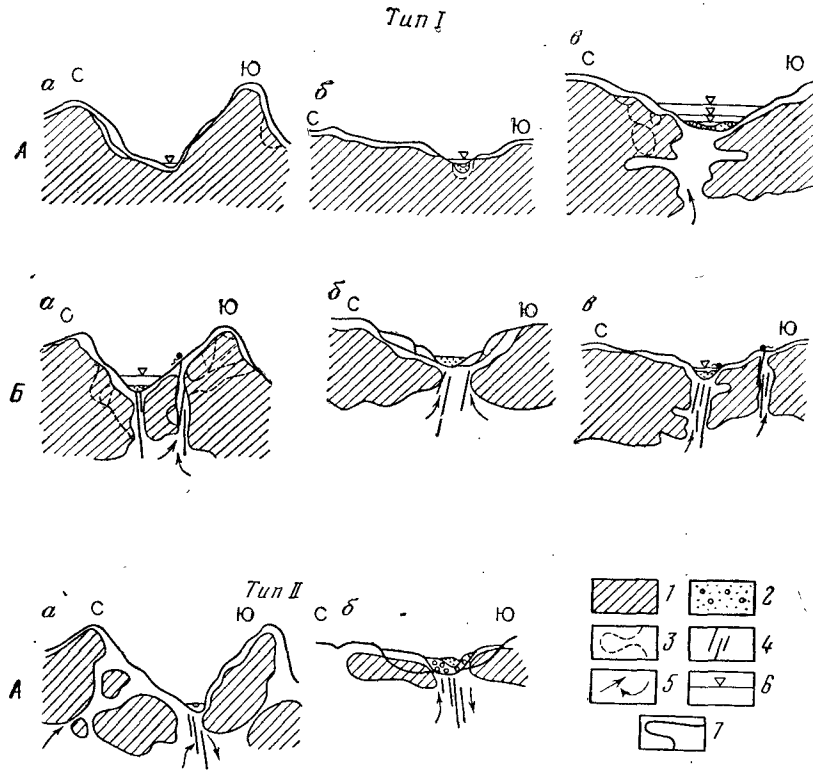


Рис. 108. Типы распределения мерзлых пород в вертикальном разрезе на водоразделах и в долинах (по Н. А. Вельминой):

Тип *I* — сплошные или почти сплошные мерзлые породы. *А* — вне зон тектонических нарушений: *а* — в горных районах, *б* — в долинах малых рек низменностей, *в* — в долинах крупных рек низменностей; *Б* — в зонах тектонических нарушений: *а* — в горных районах, *б* — в долинах крупных рек низменностей, *в* — в долинах рек низменностей.

1 — многолетнемерзлые породы; *2* — русловой аллювий; *3* — контуры таликов, образующихся внутри мерзлых массивов; *4* — тектонические разломы; *5* — направление движения подземных вод; *6* — уровни паводковых вод; *7* — талые породы

Тип *II* — прерывистые мерзлые породы (нарушенные таликами). *А* — мерзлые породы на водоразделах: *а* — в горных районах, *б* — в низменностях; *Б* — мерзлые породы в днищах; *а* — в горных районах, *б* — в низменностях

Тип *III* — локально и спорадически развитые мерзлые породы: *а* — мерзлые породы на водоразделах, *б* — мерзлые породы главным образом в днищах долин и на террасах

Чтобы выявить особенности движения подземных вод для какого-либо района мерзлой зоны литосферы, необходимо установить для него тип площадного распространения мерзлых пород, а также тип залегания мерзлых пород в разрезе (характерный и сопутствующий) [2].

§ 2. ОСНОВНЫЕ ТИПЫ ПОДЗЕМНЫХ ВОД МЕРЗЛОЙ ЗОНЫ ЛИТОСФЕРЫ И ИХ ХАРАКТЕРИСТИКА

Впервые классификация подземных вод мерзлой зоны литосферы была предложена в 1933 г. Н. И. Толстихиным, которая в 1940—1941 гг. им была несколько расширена [14].

Н. И. Толстихин выделил три типа подземных вод, распространенных в многолетнемерзлых породах: над-, меж- и подмерзлотные. В течение многих лет эта классификация была и остается руководящей, поскольку она учитывает основные особенности залегания подземных вод в многолетнемерзлых породах. Все последующие классификации, предложенные другими исследователями (И. Я. Баранов, В. М. Пономарев, А. И. Калабин, Н. Н. Романовский, Н. А. Вельмина и др.), в том или ином виде включают основные типы подземных вод, выделенные Н. И. Толстихиным.

Подземные воды всех трех типов на отдельных площадях гидравлически связаны как между собой, так и с поверхностными водами.

Ниже приведена характеристика основных типов подземных вод мерзлой зоны литосферы.

А. Надмерзлотные воды

Воды этого типа залегают в толще пород, ограниченной сверху поверхностью земли, снизу — верхней границей многолетнемерзлых пород. К надмерзлотным водам обычно относят воды деятельного слоя, воды надмерзлотных таликов и криогенных образований (рис. 109).

Деятельный слой (по М. И. Сумгину) — слой максимального зимнего промерзания и летнего оттаивания. Сложен он породами различного генезиса и состава. В зависимости от литологических особенностей пород, их влажности, гранулометрического состава, географического положения, климата района, экспозиции поверхности рельефа мощность его изменяется от нескольких сантиметров до 3—5 м. (Синонимом деятельного слоя является термин «сезонно-талый слой».)

Надмерзлотные воды деятельного слоя в области развития многолетнемерзлых пород распространены весьма широко. Водоупорным основанием для вод деятельного слоя служит поверхность многолетнемерзлых пород. Надмерзлотные воды в летний период являются безнапорными. Области питания и распространения их в этот период совпадают. Основными источниками питания вод деятельного слоя в летний период служат атмосферные осадки, а на участках речных долин, сложенных хорошо проницаемыми отложениями, в питании

подземных вод принимают участие и воды поверхностного стока. В меньшей степени в питании надмерзлотных вод участвуют подмерзлотные воды, поднимающиеся под напором по сквозным таликам, а также воды, образующиеся в результате таяния льдов и льдонасыщенных пород.

На водораздельных и междуречных пространствах воды в деятельном слое появляются только в период выпадения дождей; в засушливые же периоды эти элементы рельефа обычно сдренированы. На низких элементах рельефа и в речных долинах

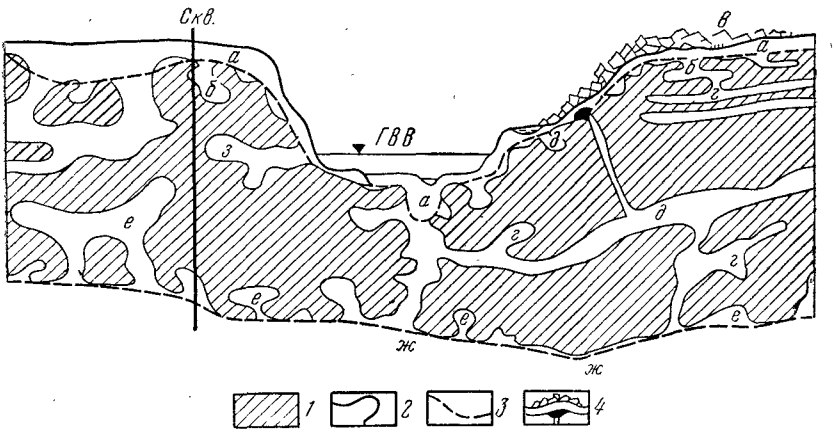


Рис. 109. Схема взаиморасположения мерзлых и талых пород и взаимосвязи над-, меж- и подмерзлотных вод (схематизировано по Н. А. Вельминой):

а — надмерзлотные воды; *б* — надмерзлотно-межмерзлотные воды; *в* — воды криогенных образований; *г* — межмерзлотные воды; *д* — межмерзлотные (внутримерзлотные) мощные водоносные горизонты; *е* — подмерзлотно-межмерзлотные воды; *ж* — подмерзлотные воды; *з* — «регулирующие подземные резервуары». *1* — мерзлые породы; *2* — талые породы; *3* — нижняя граница надмерзлотных и верхняя подмерзлотных вод; *4* — криогенные образования

надмерзлотные воды в деятельном слое существуют в течение всего теплого сезона года.

В зимний период воды деятельного слоя промерзают. В процессе промерзания, особенно на участках распространения надмерзлотно-межмерзлотных вод, безнапорные воды приобретают временный напор. На одних участках воды сезонноталого слоя промерзают полностью («сливающаяся мерзлота»), на других — только частично («несливающаяся мерзлота»).

При ограничении снизу многолетнемерзлыми породами, а сверху горизонтом сезонного промерзания надмерзлотные воды увеличиваются в объеме при замерзании, что приводит к значительному повышению давления. Под влиянием этого давления породы деятельного слоя в местах наименьшего сопротивления приподнимаются и выпучиваются, образуя так называемые бугры пучения или наледные бугры (см. ниже).

Охлаждение и прогрев дочетвертичных пород вследствие их большей теплопроводности, как правило, происходят значительно

быстрее, чем рыхлых и особенно льдонасыщенных и тонкодисперсных покровных отложений [2].

Надмерзлотные воды деятельного слоя выходят на поверхность обычно в виде нисходящих сезонных источников на склонах падей (лощин), озерных котловин, террас, распадков и оврагов. Особенно большое количество таких источников появляется после дождей. Дебиты их в пределах Центральной Якутии колеблются от 0,7 до 10 л/с, температура воды в августе (в период максимального протаивания пород) изменяется от 2 до 7° С [1].

Воды деятельного слоя обычно пресные, с общей минерализацией менее 0,2 г/л, гидрокарбонатного кальциевого состава; только в районах населенных пунктов и в местах связи их с водами более глубоких горизонтов общая минерализация их повышается и изменяется химический состав.

Кроме деятельного слоя надмерзлотные воды распространены в несквозных таликах. Такие талики образуются обычно в результате отепляющего воздействия на многолетнемерзлые горные породы поверхностных и более теплых межмерзлотных вод. В области распространения многолетнемерзлых пород часто встречаются подрусловые (и прирусловые), подозерные и подаласные *, присклоновые и субмаринные (на дне морей) несквозные талики.

Подрусловые несквозные надмерзлотные талики формируются под руслами (также и в прирусловых полосах) наиболее крупных рек области многолетней мерзлоты в хорошо водопроницаемых преимущественно аллювиальных песчано-галечниковых и песчаных отложениях. Нередко подрусловые талики захватывают и подстилающие дочетвертичные породы. Под руслами малых рек, имеющими непостоянный поверхностный сток, талики отсутствуют.

Подрусловые талики вскрыты в долинах рек Лены (в районе г. Якутска), Вилюя, в среднем течении р. Тамма, а также в пределах Алданского кристаллического щита. Мощность таликов изменяется от 5 до 30 м и выше. Коэффициенты фильтрации песчано-галечниковых отложений достигают 50 м/сут и более. Химический состав вод в значительной степени зависит от состава речных вод и изменяется по сезонам года. Наименьшая минерализация вод ($<0{,}1$ г/л) отмечается весной во время весеннего паводка, в зимний период минерализация гидравлически связанных речных и таликовых вод увеличивается до 0,4—0,5 г/л. Химический состав вод подрусловых таликов изменяется от гидрокарбонатных кальциевых (весной) до хлоридно-гидрокарбонатных натриевых (зимой).

Подозерные несквозные талики (включая подаласные) распространены под большинством озер и пересохших озерных котловин мерзлой зоны литосферы в рыхлых аллювиальных отложениях, иногда в трещиноватых известняках и песчаниках. Мощность их изменяется от нескольких метров до 50—80 м и более.

---

* Котловины пересохших термокарстовых озер по местному называют аласами.

Глубина залегания подземных вод подозерных таликов не одинакова. Она зависит от глубины озера, а в пределах пересохших озерных котловин определяется мощностью вновь образовавшейся толщи многолетнемерзлых пород.

Запасы вод в подозерных таликах и их качество в значительной степени определяются размерами и возрастом котловин, составом слагающих их отложений и литологическими особенностями подстилающих дочетвертичных пород и питающих их вод, различными условиями водообмена и промерзания таликов. Отличительной и существенной особенностью вод подозерных таликов является разнообразие их минерализации и состава как по площади, так и по разрезу [1].

Наиболее полно подозерные талики изучены в Якутском артезианском бассейне, где в них встречаются пресные, солоноватые и соленые воды с минерализацией от 0,2 до 5—6 г/л, реже выше. По составу воды изменяются от гидрокарбонатных кальциевых и гидрокарбонатных кальциево-магниевых до гидрокарбонатных магниево-натриевых и гидрокарбонатных натриевых.

Присклоновые надмерзлотные несквозные талики образуются в нижней части склонов озерных котловин, речных террас, падей и обычно встречаются в песчаных отложениях.

Питание подземных вод присклоновых таликов осуществляется надмерзлотными водами и поверхностными водами местного стока, иногда меж- и подмерзлотными.

Присклоновые талики озерных котловин нередко соединяются с подозерными таликами, а речных террас — с прирусловыми и подрусловыми. Обычно воды присклоновых таликов разгружаются в подрусловые и подозерные талики или же выходят на поверхность в виде источников у основания склона, в падях и распадках. Дебиты источников составляют 10—20 л/с, редко достигая 80 л/с. Они функционируют большую часть года, реже — в течение всего года. Зимой на участках выхода источников образуются наледи. Вода источников пресная, общая минерализация не превышает 0,3 г/л, по составу гидрокарбонатная кальциевая или гидрокарбонатная магниево-кальциевая. В зимний период при частичном промерзании таликов в воде повышается содержание гидрокарбонатов натрия [1].

Субмаринные несквозные надмерзлотные талики (по Н. А. Вельминой) обнаружены в устьях больших северных рек, особенно в прибрежной мелководной зоне [5]. Образование таликов происходит в результате теплового воздействия речных вод, при этом повышается температура донных отложений до положительной. Нередко талики устанавливаются под дном подводных древних русел. По данным Н. Ф. Григорьева, несквозные субмаринные надмерзлотные талики формируются вблизи устьев северных рек на площадях, где глубина воды не превышает 5—15 м. Такие талики отмечены под дном подводных русел р. Яны в 20—25 км от морских берегов дельты при толщине слоя воды 4—5 м.

Мощность таликов обычно 4—5, реже 10 м. Подобные талики обнаружены в устье р. Индигирки и других северных рек.

Из надмерзлотных вод наиболее неблагоприятными для использования их в народном хозяйстве являются воды деятельного слоя. Сезонность существования надмерзлотных вод, незначительная их мощность (менее 3 м), малые запасы вод ограничивают возможности их использования для водоснабжения населенных пунктов, промышленных предприятий и других объектов. Тем не менее иногда они эксплуатируются населением для местных хозяйственно-технических нужд (окрестности г. Якутска).

Воды несквозных надмерзлотных таликов более широко используются для питьевого и технического водоснабжения. Наиболее благоприятны для этой цели воды подрусловых и прирусловых многолетних несквозных таликов, которые эксплуатируются во многих населенных пунктах Якутии. В последнее время все более успешно используются воды подозерных (и подаласных) таликов, особенно в пределах Лено-Вилюйского и Лено-Амгинского междуречий в Якутии).

Б. Межмерзлотные воды

Подземные воды, залегающие и движущиеся в толще многолетнемерзлых пород, называют межмерзлотными (см. рис. 109). Они являются низкотемпературными, с температурой, колеблющейся от долей градуса до первых градусов, а высокоминерализованные могут быть даже с отрицательной температурой. В многолетнемерзлой толще подземные воды связаны со сквозными и замкнутыми водоносными таликами.

Сквозные водоносные межмерзлотные талики. Этого типа талики в основном формируются под различными водоемами (руслами рек, озерами, морями, в зонах тектонических нарушений), где среднегодовая температура в донных отложениях для пресных вод выше 0° С, а для соленых — выше температуры их замерзания. Такого рода сквозные талики распространены в пределах всей области развития многолетнемерзлых пород, однако их количество уменьшается с юга на север; в этом же направлении затрудняются и условия разгрузки подземных как глубоких подмерзлотных, так и межмерзлотных типов вод. Через сквозные талики осуществляется гидравлическая связь надмерзлотных вод с подмерзлотными, приводящая как к питанию, так и разгрузке подмерзлотных вод.

Сквозные талики подразделяются на преимущественно выводящие и преимущественно поглощающие воду [2]. Последние имеют исключительно большое значение в питании подземных вод.

Поглощение речной воды сквозными таликами происходит обычно весной и летом, а разгрузка подземных вод осуществляется преимущественно зимой; по некоторым таликам разгрузка продолжается весь год.

Водопоглощающие сквозные талики (не связанные с тектоническими трещинами) образуются в руслах и по берегам рек на участках южной экспозиции в трещиноватых осадочных породах. Такие талики являются основными путями пополнения запасов подземных вод глубоких горизонтов. Подобные водопоглощающие талики наблюдаются в пределах Алданского кристаллического массива на реках Горбылях, Чульман, Налымакит и др. [2].

Сквозные талики в зонах тектонических нарушений отмечены во многих районах, в том числе на Крайнем Севере, в Норильске. Так, в районе Норильска мощность мерзлых пород составляет 200—300 м, а в долинах рек — 80—190 м. В таких природных условиях сквозные талики связаны обычно с тектонической нарушенностью пород.

Крупные водопоглощающие и водовыводящие талики располагаются также в верхнем течении р. Бол. Анюй, в долине которой мощность многолетнемерзлых пород составляет 200 м (на водораздельных пространствах она достигает 600 м). В этом районе сквозные талики зафиксированы на участках многочисленных древних разломов, обновленных в четвертичное время. Тектоническая зона здесь занимает полосу шириной 20—25 км. В пределах этой зоны выходят более 20 крупных источников, питающихся подмерзлотными водами с дебитом от 100 до 1500 л/с [2].

В полярных морях вблизи устьев северных рек под древними руслами на акватории моря при глубинах более 5—15 м и при наличии на дне трещиноватых, хорошо фильтрующих пород образуются сквозные талики [5].

Общая минерализация и химический состав вод сквозных таликов могут быть самыми разнообразными. В водопоглощающих сквозных таликах, как правило, отмечаются пресные, реже солоноватые воды, состав которых определяется величиной минерализации вод поверхностных водоемов. В водовыводящих сквозных таликах химический состав вод зависит от степени минерализации подмерзлотных вод в каждом конкретном районе; в таких таликах встречаются пресные и соленые воды и даже рассолы (Якутия).

Для целей централизованного водоснабжения воды сквозных таликов имеют исключительно большое значение.

З а м к н у т ы е в о д о н о с н ы е т а л и к и. Межмерзлотные воды встречаются в водоносных таликах, которые со всех сторон окружены многолетнемерзлыми породами. Такие талики принято называть замкнутыми. Постоянно существуют в толще мерзлых пород только замкнутые талики, содержащие соленую воду или рассол, которые могут находиться в жидком состоянии при отрицательной температуре. Они образуют с мерзлыми толщами пород устойчивые термодинамические системы. Соленые межмерзлотные воды в замкнутых таликах возникли в процессе промерзания осадочных отложений, содержавших воду морского генезиса или соленосных отложений.

Реже в замкнутых таликах встречаются пресные и солоноватые воды, имеющие положительную температуру. Такие талики термодинамически неустойчивы и существуют только определенное

(сравнительно короткое) время. Примером могут служить замкнутые талики, расположенные под пересохшими озерными котловинами. При промерзании днища котловин несквозные подаласные талики переходят в разряд межмерзлотных замкнутых таликов.

Воды замкнутых таликов большого практического значения не имеют.

Кроме воды в жидкой фазе в многолетнемерзлой толще пород заключены крупные запасы подземного льда (Якутия, Новосибирские и Ляховские острова и другие районы).

Подземные льды в мерзлых породах залегают в виде пластов, линз, жил, клиньев и т. п. Мощность их достигает иногда десятков метров.

В. Подмерзлотные воды

Подземные воды, залегающие под мерзлой толщей, называют подмерзлотными (см. рис. 109). Подмерзлотные воды находятся только в жидкой фазе. В зависимости от условий залегания они могут быть безнапорными, но чаще являются напорными (артезианскими). Глубина залегания их определяется мощностью толщи многолетнемерзлых пород и гидрогеологическими условиями. Если под толщей мерзлых пород залегают водоупорные породы, то глубина до подмерзлотных вод возрастает. В мерзлой зоне литосферы обычно глубина залегания подмерзлотных вод увеличивается с юга на север, достигая в центральных и северных районах 300—600 м и более.

Подмерзлотные воды заключены в различных по генезису, возрасту и составу породах.

Подмерзлотные воды имеют положительную (выше 0° С) и отрицательную температуру. Подземные воды, располагающиеся глубже подошвы толщи многолетнемерзлых пород, обычно имеют положительную температуру, а воды, залегающие непосредственно под мерзлой толщей, показывают отрицательную температуру, особенно соленые воды, температура замерзания которых ниже 0° С. Н. А. Вельмина считает, что отрицательную температуру нередко имеют и пресные воды, если они находятся между нижней границей толщи мерзлых пород и близко расположенными к ней снизу водоупорными породами. В этом случае воды являются напорными и находятся в замкнутой системе. В таких условиях в водоносном горизонте возникает значительное давление, которое способствует сохранению пресных вод с отрицательной температурой. Сложное взаимодействие подземных вод и многолетнемерзлых пород показано на схеме (рис. 110).

Гидродинамические условия подмерзлотных вод являются более сложными по сравнению с артезианскими водами бассейнов, расположенных вне мерзлой зоны. Условия питания подмерзлотных водоносных горизонтов нередко оказываются невыясненными. В связи с наличием мощной толщи многолетнемерзлых пород участки выхода на поверхность пород того или иного водоносного горизонта или комплекса на более высоких абсолютных отметках обычно не

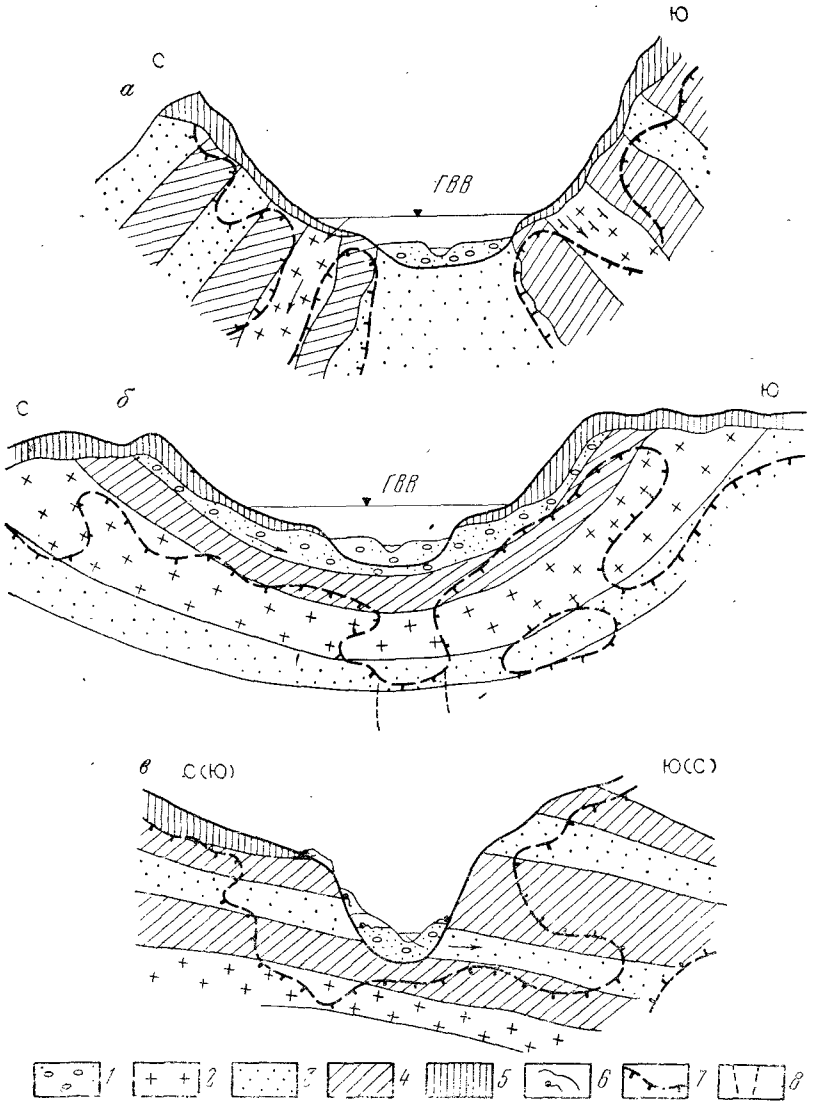


Рис. 110. Схема образования таликов и питания глубоких водоносных горизонтов при различном залегании горных пород, экспозиции склонов и влияние горизонтов речных вод (по Н. А. Вельминой):

а — антиклиналь, пересекаемая рекой; здесь могут образоваться глубокие межмерзлотные талики или «регулирующие таликовые резервуары»; *б* — синклиналь, пересекаемая рекой; образуются относительно локальные талики; *в* — речная долина, проходящая по крылу складки. *1* — песок с гравием и галькой; *2* — трещиноватые известняки; *3* — трещиноватые песчаники; *4* — водонепроницаемые и слабоводопроницаемые породы; *5* — сезоннопромерзающий слой; *6* — источники и наледи; *7* — граница мерзлых пород; *8* — пути образования сквозного талика

являются областями питания. Питание подмерзлотных водоносных горизонтов осуществляется на локальных участках через водопоглощающие сквозные талики. В процессе промерзания и оттаивания пород, как правило, изменяются и условия водообмена. Областями разгрузки подмерзлотных (и межмерзлотных) вод являются водовыводящие сквозные талики на дне морей, под озерами, руслами рек, а также в зонах тектонических нарушений. На реках такие участки хорошо заметны зимой, так как в местах выхода подмерзлотных вод образуются полыньи. Многие из сквозных таликов периодически являются то питающими, то дренирующими.

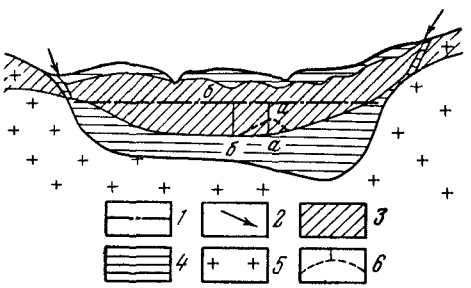


Рис. 111. Схема артезианского бассейна криогенного происхождения (по Н. А. Вельминой):

1 — уровень подземных вод до промерзания пород; *2* — возможные области питания водоносных горизонтов до промерзания пород и после их оттаивания; *3* — мерзлые породы (осадочные); *4* — талые породы (осадочные); *5* — кристаллические породы (в верхней части разреза мерзлые); *6* — мощность слоя протаивания мерзлых пород снизу (*а—а*, *б—б*)

Минерализация, химический состав и газовый состав подмерзлотных вод разнообразны. Формирование их химического состава определяется историей развития артезианских бассейнов и условиями образования многолетнемерзлых пород в пределах бассейнов. Непосредственно химический состав вод зависит от литологических особенностей вмещающих пород, наличия в разрезе соленосных отложений, характера их питания и разгрузки, «метаморфизации» состава вод в процессе промерзания пород и других природных факторов. Подмерзлотные воды могут быть как пресными, так солеными и рассолами с высокой концентрацией.

Пресные подмерзлотные воды широко используются для водоснабжения городов, населенных пунктов, промышленных предприятий и других объектов. Солоноватые и соленые воды и слабые рассолы (до 150 г/л) на некоторых месторождениях используются как лечебные минеральные воды. Подмерзлотные рассолы, залегающие на глубинах свыше 500—1000 м, на отдельных площадях содержат повышенное количество микрокомпонентов: брома, иода, калия и др. Такие рассолы при благоприятных технико-экономических показателях можно использовать для извлечения названных микрокомпонентов.

Важно указать, что в области распространения многолетней мерзлоты основные ресурсы подземных вод (преимущественно пресных) сосредоточены в пределах впадин, мелких грабенов и речных долин тектонического происхождения. В пределах этих структур широко развиты бассейны подмерзлотных вод трещинного типа и зафиксированы выходы глубинных термальных и пресных низкотемпературных вод, разгружающихся по новейшим длительнодей-

ствующим разломам, обновленным в неоген-четвертичное время.

В артезианских бассейнах межгорных впадин развитие мерзлых толщ подчиняется как широтной, так и высотной зональности. Огромное влияние на их гидрогеологические и мерзлотные условия оказывают новейшие тектонические движения (см. гл. XVI). В таких бассейнах обычно широко развиты тектонические нарушения разрывного типа, по которым может осуществляться гидравлическая связь между отдельными водоносными горизонтами и комплексами.

Для областей многолетнемерзлых пород (платформ, межгорных впадин и горно-складчатых сооружений) важной особенностью

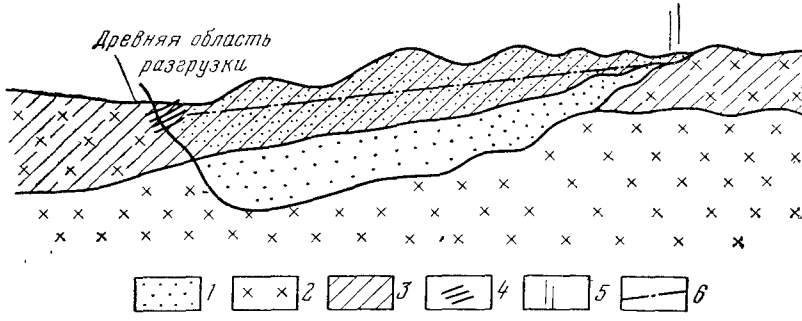


Рис. 112. Схема артезианского склона криогенного происхождения (по Н. А. Вельминой):

1 — водопроницаемые породы (осадочные); *2* — водоупорные породы (кристаллические); *3* — мерзлые породы; *4* — древняя область разгрузки; *5* — область питания; *6* — линия напора

является формирование и широкое распространение специфических криогенных гидрогеологических бассейнов (рис. 111 и 112).

Локальные гидрогеологические особенности определяются геологическим строением конкретных участков, в частности составом и мощностью четвертичных отложений, водопроницаемостью пород, наличием молодых глубоких разломов, закарстованностью пород, рельефом местности, микроклиматом и другими показателями.

Необходимо отметить, что строительство Байкало-Амурской магистрали осуществляется в различных мерзлотных зонах. На начальном и конечном участках магистрали — от р. Лены до Муйского хребта и от р. Ургал до Комсомольска — трасса проходит в зоне островной относительно высокотемпературной мерзлоты.

Учитывая климатические и мерзлотные особенности трассы БАМ, для целей водоснабжения железнодорожных станций и городов в первую очередь должны разведываться подземные воды сквозных подрусловых и подозерных таликов, а на отдельных участках и подмерзлотных водоносных горизонтов. При этом на детальной стадии гидрогеологических съемочных и других видов работ необходимо выбирать участки для строительства эксплуатационных водозаборов, сложенные толщами пород с высокой водоотдачей (грубозернистыми

песками, песчано-галечными, гравийно-галечными и галечно-валунными аллювиальными, пролювиальными и флювиогляциальными отложениями). Подробнее эти и другие гидрогеологические вопросы освещаются в курсе «Методика гидрогеологических исследований».

§ 3. КРИОГЕННЫЕ ЯВЛЕНИЯ

В области распространения многолетнемерзлых пород процессы промерзания и оттаивания отложений в деятельном слое, а также деградация или нарастание мощности многолетнемерзлых пород во времени приводят к изменению условий питания, разгрузки и взаимосвязи между отдельными типами вод; переходу вод из безнапорных в напорные.

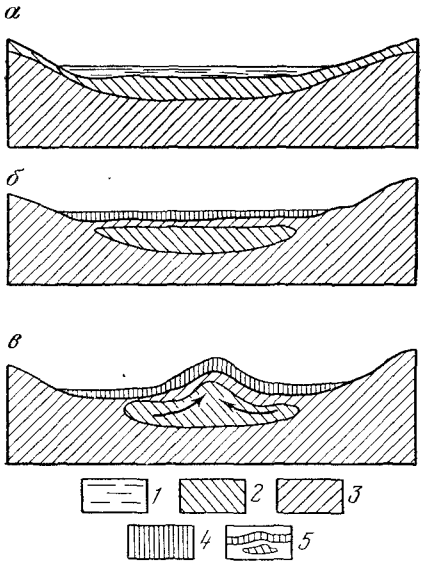


Рис. 113. Схема образования булгунняхов (по Б. Н. Достовалову и В. А. Кудрявцеву):

1 — вода; *2* — талая порода; *3* — мерзлая толща; *4* — лед; *5* — выжатая вверх талая и мерзлая порода, образовавшая булгуннях: *а* — начальная стадия, летнее протаивание; *б* — промерзание воды и породы на дне и образование закрытой системы; *в* — нарастание давления в системе при промерзании и выжимании талой и мерзлой породы вверх в слабом месте, приводящее к образованию булгунняха

Эти процессы обусловливают возникновение таких криогенных явлений, как образование бугров пучения, подземных и наземных наледей, термокарста и др.

Бугры пучения возникают в результате процессов миграции воды при промерзании влажных или насыщенных водой рыхлых отложений (торфяники, пески, песчано-глинистые отложения, глины) Они связаны с расширением объема замерзающей в породе воды.

Весьма распространенными в области многолетней мерзлоты формами являются крупные торфяные бугры пучения. При их образовании существенное значение приобретает перемещение под давлением разжиженной породы в ядро бугра с последующим ее промерзанием, а также накопление сегрегационного льда вследствие миграции влаги в сводовую часть бугра под влиянием градиента температуры [10].

Бугры пучения обычно встречаются в периферийной зоне области многолетней мерзлоты. Они наиболее развиты на Севере европейской части СССР, в Западной Сибири. Их высота составляет 1,5—2 м и редко достигает 4—8 м. Диаметры их оказываются разной величины.

Подземные наледи представляют собой подземные ледяные линзы в ядрах бугров пучения различных размеров. Они

бывают сезонными и многолетними. Сезонные наледи обычно находятся в пределах деятельного слоя и в течение лета, как правило, растаивают. Многолетние наледи существуют постоянно и образуют бугры пучения больших размеров.

Крупные многолетние бугры пучения с подземной наледью в ядре называются по-якутски булгунняхами или гидролакколитами (по Н. И. Толстихину).

Булгунняхи чаще всего образуются в результате промерзания подозерных таликов (рис. 113).

Размеры (площади) наледей на территории СССР изменяются в широких пределах: от небольших (менее 100 м^2) до гигантских — порядка 1—2 км^2, а иногда (по данным П. Ф. Швецова) 26 км^2 (Кыра-Некоранская) и даже 100 км^2 (Момская). Мощность наледей колеблется от десятых долей до десятков метров. В рельефе подземные наледи выражаются в виде бугров (булгунняхов), высота которых достигает 8—12 и реже до 40 м [6].

Наземные наледи, по определению А. В. Львова, В. Г. Петрова и Н. И. Толстихина, представляют собой ледяное тело, образовавшееся при замерзании речной или подземной воды, излившейся на поверхность льда, снега, земли или в толще деятельного слоя в результате промерзания того водоносного тракта, по которому обычно движется вода.

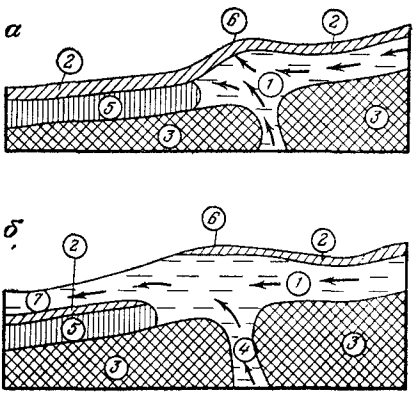


Рис. 114. Схема образования речных наледей (по Б. Н. Достовалову и В. А. Кудрявцеву):

а — начальная стадия образования наледи; *б* — вторая стадия образования наледи. Цифры в кружке: *1, 4* — вода; *2* — слой льда; *3* — многолетнемерзлая порода; *5* — вода, промерзшая до дна; *6* — наледный бугор; *7* — вода, образующая в процессе замерзания наледи

По происхождению (в зависимости от источников питания) выделяют наледи, сформировавшиеся преимущественно за счет речных или подземных, а также с большей долей участия как речных, так и подземных вод. Схема образования речных наледей представлена на рис. 114.

Надмерзлотные подземные воды также образуют наземные наледи. Механизм образования их представляется в следующем виде. При сезонном промерзании деятельного слоя оставшаяся незамерзшей вода, заключенная между многолетнемерзлой толщей и промерзшей верхней частью деятельного слоя, приобретает значительный напор. Замерзший слой начинает выпучиваться на участках наименьшего сопротивления. При этом вода прорывается и изливается на поверхность, создавая наземную наледь. Образование наземных наледей происходит и при выходе источников подземных вод. Крупные наледи, называемые в Якутии тарынами, находятся в зонах

тектонических нарушений. Их формирование связано уже с более глубокими подмерзлотными и, возможно, межмерзлотными водами, выходящими по тектоническим трещинам и разломам земной коры. По объемам наледей можно приближенно установить ресурсы подземных вод и, кроме того, выявить участки интенсивного дренирования подмерзлотных или (реже) межмерзлотных вод [3]. Эти и некоторые другие вопросы подробнее рассматриваются в курсе «Методика гидрогеологических исследований».

Термокарст является результатом неравномерного проседания или провала почвы и подстилающих ее пород при таянии подземного льда. Развитие термокарста происходит при повышении среднегодовой температуры воздуха или при увеличении амплитуды колебания температуры почвы, что ведет к увеличению глубины протаивания пород.

Формы проявления термокарста многообразны: от мелких просадочных западин, провалов участков до огромных по площади впадин, котловин, нередко заполненных водой. Термокарстовые озера развиты на обширных равнинных территориях. Размеры термокарстовых форм изменяются от нескольких метров до многих километров в диаметре; глубина их колеблется от долей до десятков метров.

Каменные полигоны (каменные кольца, многоугольники) представляют собой плоскую или слабовыпуклую площадку округлой или многоугольной формы, сложенную мелкозернистым минеральным материалом и окаймленную каменным бордюром. Они образуются на участках, представленных неоднородными по механическому составу рыхлыми породами, содержащими включения каменных обломков различной формы и размеров.

Промерзание рыхлых пород вызывает их пучение, а оттаивание — усадку. В результате многократных процессов промерзания и оттаивания происходит вымораживание из породы крупного каменного материала с выталкиванием его на поверхность.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Анисимова Н. П. Формирование химического состава подземных вод таликов (на примере Центральной Якутии). М., «Наука», 1971. 196 с. с ил.
2. Вельмина Н. А. Особенности гидрогеологии мерзлой зоны литосферы (криогидрогеология). М., «Недра», 1970. 327 с. с ил.
3. Гидрогеология СССР. Якутская АССР. Т. 20. М., «Недра», 1970. 384 с. с ил.
4. Горбунов А. П. К изучению подземного оледенения Тянь-Шаня. Мат-лы VIII Всесоюз. совещ. по геокриол., вып. 2. Якутск, 1966, с. 81—87.
5. Григорьев Н. Ф. Многолетнемерзлые породы приморской зоны Якутии. М., «Наука», 1966. 180 с. с ил.
6. Достовалов Б. Н., Кудрявцев В. А. Общее мерзлотоведение. М., Изд-во МГУ, 1967. 404 с. с ил.
7. Кудрявцев В. А. Температура верхних горизонтов вечномерзлой толщи в пределах СССР. М., Изд-во АН СССР, 1954. 184 с. с ил.
8. Кудрявцев В. А. О минимальном криогенном возрасте многолетнемерзлых толщ в различных мерзлотно-температурных зонах СССР. — Вест. МГУ, «Геология», 1970, № 2, с. 117—124.

9. Маринов Н. А., Попов В. Н. Гидрогеология Монгольской Народной Республики. М., Гостоптехиздат, 1963. 453 с. с ил.
10. Общее мерзлотоведение. Под ред. П. И. Мельникова и Н. И. Толстихина. М., «Наука», СО, Новосибирск, 1974. 292 с. с ил.
11. Основы геокриологии (мерзлотоведения). Ч. 1. Общая геокриология. М., Изд-во АН СССР, 1959. 460 с. с ил.
12. Попов А. И. Мерзлотные явления в земной коре (криолитология). М., Изд-во МГУ, 1967. 304 с. с ил.
13. Сумгин М. И. Вечная мерзлота почвы в пределах СССР. Изд. 2-е. М., Изд-во АН СССР, 1937. 380 с. с ил.
14. Толстихин Н. И. Подземные воды мерзлой зоны литосферы. М. — Л., Госгеолиздат, 1941. 201 с. с ил.
15. Швецов П. Ф. Геокриологические условия Верхояно-Колымской горнонизменной страны. — В кн.: Многолетнемерзлые породы и сопутствующие им явления на территории Якутской АССР. 1962, с. 4—37.

Глава XV

ПОНЯТИЕ О МИНЕРАЛЬНЫХ ЛЕЧЕБНЫХ, ПРОМЫШЛЕННЫХ И ТЕРМАЛЬНЫХ ВОДАХ И ИХ ПРАКТИЧЕСКОМ ИСПОЛЬЗОВАНИИ

§ 1. МИНЕРАЛЬНЫЕ ЛЕЧЕБНЫЕ ВОДЫ

Пресные подземные воды, как уже отмечалось, широко эксплуатируются в народном хозяйстве для водоснабжения городов, промышленных предприятий и объектов сельского хозяйства (см. гл. XI—XIV). Другие типы подземных вод используются как минеральные (для лечебных целей), промышленные (извлечение полезных компонентов) и термальные (для целей теплоснабжения, выработки электроэнергии и т. п.).

Ниже приведены краткие сведения об основных типах подземных вод (минеральных, промышленных, термальных) и их использовании в народном хозяйстве.

Минеральными (лечебными) подземными водами* называют такие, которые оказывают благотворное физиологическое воздействие на человеческий организм в силу общей минерализации, ионного состава, содержания в воде газов, наличия терапевтически активных микрокомпонентов, содержавия радиоактивных элементов, щелочности и кислотности, а также повышенной температуры.

В соответствии с ГОСТ 13273—73 «Воды минеральные питьевые лечебные и лечебно-столовые» к минеральным питьевым водам относят воды с общей минерализацией не менее 2 г/л и (или) содержащие биологически активные микрокомпоненты в количестве не ниже бальнеологических норм, принятых в СССР для питьевых минеральных вод.

К минеральным питьевым лечебным водам относят воды с общей минерализацией от 8 до 12 г/л. На отдельных месторождениях в зависимости от химического состава допускается применение лечебных вод и более высокой минерализации (например, Баталинская — 21 г/л, Лугела — 52 г/л). К минеральным питьевым лечебным водам относят воды и с минерализацией менее 8 г/л при наличии в них повышенных количеств мышьяка, бора и некоторых других микрокомпонентов.

Минеральные воды могут быть солоноватыми, солеными и рассолами. Общая минерализация их изменяется от 2 до 35 г/л и выше. Известны курорты, на которых используются рассолы с минерализацией от 35 до 150 г/л (Усолье Сибирское, Серегово, Усть-Кут,

* Ниже для краткости минеральные лечебные воды называются минеральными водами.

Лугела и др.). Химический состав минеральных вод самый разнообразный.

По температуре минеральные воды подразделяются (А. М. Овчинников и др.) на: 1) холодные с температурой менее 20° С; 2) теплые — от 20 до 37° С; 3) горячие — от 37 до 42° С и 4) очень горячие с температурой выше 42° С [7]. Необходимо к этому добавить, что В. В. Иванов и Г. А. Невраев предлагают температурную границу 37° С снизить до 35° С, учитывая, что последняя близка к средней температуре человеческого тела [3].

По основному газовому составу выделяют (А. М. Овчинников, Н. И. Толстихин, В. В. Иванов и др.) минеральные воды: углекислые, сероводородно-углекислые, сероводородные (сульфидные), азотные, азотно-метановые и метановые.

Наиболее полной классификацией лечебных минеральных вод является классификация, разработанная В. В. Ивановым и Г. А. Невраевым [3]. Основные критерии оценки минеральных лечебных вод СССР в соответствии с этой классификацией приведены в табл. 28.

По ГОСТ 13273—73 в минеральных водах содержание следующих компонентов не должно быть более (мг/л): аммония — 2,0, нитритов — 2,0, нитратов — 50,0, ванадия — 0,4, ртути — 0,02, свинца — 0,3, селена — 0,05, хрома — 0,5, фенолов — 0,001, урана — 0,5; содержание радия — $5 \cdot 10^{-10}$ г/л. Содержание мышьяка (в расчете на металлический мышьяк) в лечебных водах допускается до 3,0 мг/л, в лечебно-столовых — до 1,5 мг/л. Содержание фтора в лечебных водах допускается до 8 мг/л, в лечебно-столовых — до 5 мг/л. Суммарное содержание органических веществ в лечебных водах не должно быть более 30 мг/л, в лечебно-столовых — 10 мг/л.

Согласно классификации В. В. Иванова и Г. А. Невраева, все подземные воды по составу, свойствам и лечебному значению подразделяются на следующие основные бальнеологические группы: А — без «специфических» компонентов и свойств; Б — углекислые; В — сероводородные (сульфидные); Г — железистые, мышьяковистые и с высоким содержанием марганца, меди, алюминия и других элементов; Д — бромистые, иодистые с высоким содержанием органических веществ; Е — радоновые (радиоактивные); Ж — кремнистые термы.

В последнее время широкое применение приобрела так называемая типизация минеральных вод — подразделение их на характерные типы или разновидности вод, обладающие сходством с хорошо изученными и получившими известность минеральными водами по многим существенным свойствам и показателям [1—3,9]. Так, углекислые гидрокарбонатные натриевые воды относят к типу боржоми, крепкие сероводородные воды хлоридного натриевого состава — к типу мацеста и т. д.

В классификации В. В. Иванова и Г. А. Невраева выделено 97 типов минеральных вод; в природе же их существует, вероятно, значительно больше.

Таблица 28

Основные показатели	Критерии оценки и наименование вод
Общая минерализация	<2,0 г/л — воды слабой минерализации
	2,0—5,0 » — воды малой минерализации
	5,0—15,0 » — воды средней минерализации
	15,0—35,0 » — воды высокой минерализации
	35,0—150,0 » — воды рассольные
	>150,0 » — воды крепкие рассольные
Содержание CO_2 свободной и растворенной	0,5—1,4 г/л — воды слабоуглекислые
	1,4—2,5 » — воды углекислые средней концентрации
	>2,5 » — сильноуглекислые
Содержание H_2S общего ($H_2S + HS^-$)	10,0—50,0 мг/л — воды слабосульфидные
	50,0—100,0 » — » сульфидные средней концентрации
	100,0—250,0 » — » крепкие сульфидные
	>250,0 » — » очень крепкие сульфидные
	pH <6,5 — воды сероводородные
	pH 6,5—7,5 — » сероводородно-гидросульфидные или гидросульфидно-сероводородные
	pH >7,5 — воды гидросульфидные
Содержание As	0,7—5,0 мг/л — воды мышьяковистые (мышьяковые)
	5,0—10,0 » — воды крепкие мышьяковистые (мышьяковые)
	>10,0 » — воды очень крепкие мышьяковистые (мышьяковые)
Содержание Fe($Fe^{2+} + Fe^{3+}$)	20,0—40,0 мг/л — воды железистые
	40,0—100,0 » — воды крепкие железистые
	100,0 » — воды очень крепкие железистые
Содержание Br	>25,0 мг/л — воды бромные
Содержание I	>5,0 » — » иодные
Содержание Si($H_2SiO_3 + HSiO_3^-$)	>50,0 » — » кремнистые
Содержание Rn	50—400 эман (14—110 ед. Махе) — воды слаборадоновые
	400—2000 » (110—550 ед. Махе) — воды радоновые средней концентрации
	>2000 » (>550 ед. Махе) — воды высокорадоновые
Реакция воды (pH)	<3,5 — воды сильнокислые
	3,5—5,5 — » кислые
	5,5—6,8 — » слабокислые
	6,8—7,2 — » нейтральные
	7,2—8,5 — » слабощелочные
	>8,5 — » щелочные
Температура	<20° С — воды холодные
	20—35 » — » теплые (слаботермальные)
	35—42 » — » горячие (термальные)
	>42 » — » очень горячие (высокотермальные)

Существенно отметить, что одну и ту же воду одновременно можно отнести к различным основным группам, если принадлежность их к категории минеральных вод определяется не одним, а несколькими показателями. Установленных и общепринятых критериев (основных показателей), которые дали бы возможность избежать в таких случаях субъективного подхода, пока не разработано [1].

Наиболее хорошо известными минеральными водами являются следующие группы специфических вод: углекислые, сероводородные (сульфидные) и радиоактивные.

Углекислые минеральные воды. Лечебное значение этой группы вод определяется прежде всего наличием больших количеств растворенного в них углекислого газа, который в общем газовом составе этих вод занимает доминирующее значение (80—100%), а также ионным составом и величиной минерализации.

Из всех минеральных вод углекислые характеризуются самой высокой газонасыщенностью. Газовый фактор их (отношение дебита выделившегося газа к дебиту воды, $м^3/м^3$) изменяется в пределах 1,5—4,6, иногда достигая 18 $м^3/м^3$ и более [9]. Высокая газонасыщенность минеральных вод углекислотой является причиной, вызывающей их пульсирующий режим при естественной разгрузке или эксплуатации. Подобный режим является следствием перехода растворенного в воде газа в свободное состояние. Обычно выделение спонтанной углекислоты отмечается при глубине уровня 30—40 м, когда давление оказывается меньше давления насыщения воды углекислым газом.

По мнению большинства исследователей (А. М. Овчинников, Н. И. Толстихин и др.), углекислый газ, растворенный в воде, преимущественно имеет метаморфический генезис. Установлено, что при температуре 400° С большое количество углекислого газа выделяется из карбонатных пород или терригенных отложений, сцементированных карбонатным цементом. В районах магматической и вулканической деятельности обычно отмечается более высокая температура. Этим можно объяснить приуроченность углекислых вод к молодой альпийской зоне складчатости (Карпаты, Кавказ, Памир и др.), омоложенным горно-складчатым областям (Тянь-Шань, Восточный и Западный Саяны, Забайкалье, Сихотэ-Алинь и др.) и областям современной вулканической деятельности (Камчатка). По-видимому, какая-то часть углекислоты поступает из верхней мантии и образуется за счет биохимических реакций.

Углекислый газ при выделении насыщает воды самой различной минерализации (от 1—2 до 50 г/л и более) и разнообразного химического состава, распространенные во вмещающих магматические интрузии и в вышележащих отложениях (рис. 115).

Углекислый газ, поступающий в подземные воды, нередко оказывает непосредственное воздействие на изменение их химического состава, в воде появляются гидрокарбонатные ионы. Вследствие обогащения углекислотой хлоридная вода способна преобразоваться в гидрокарбонатно-хлоридную, а сульфатная — в гидрокарбонатно-сульфатную [9].

Углекислые минеральные воды при выходе на земную поверхность обычно теряют часть углекислоты, что приводит к выпадению из воды карбоната кальция. В результате образуется известковый туф или травертин (Пятигорск — гора Горячая, Памир и другие районы).

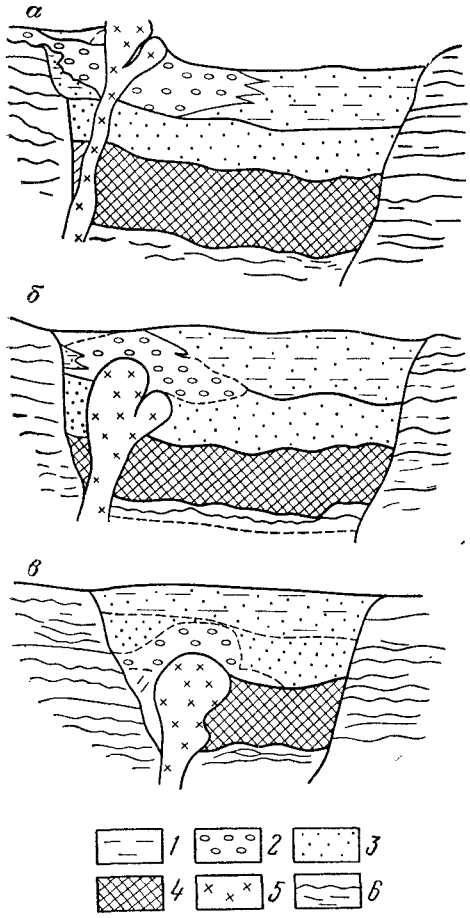


Рис. 115. Схема внедрения интрузий и образования месторождений углекислых вод (по А. М. Овчинникову):

а — интрузия в зоне интенсивного водообмена; *б* — интрузия в зоне замедленного водообмена; *в* — интрузия в зоне весьма замедленного водообмена. *1* — пресные воды; *2* — месторождение углекислых вод; *3* — минеральные воды; *4* — рассолы; *5* — интрузия; *6* — относительно водоупорные пласты

В развитие идей А. М. Овчинникова и В. В. Иванова в настоящее время исследователями выделено большое количество типов углекислых минеральных вод [2, 9]. Ниже приведена краткая характеристика основных из них, по А. М. Овчинникову [7].

Первый тип включает широко распространенные в природе пресные или солоноватые углекислые воды с минерализацией менее 4 г/л. Воды этого типа обычно формируются в относительно неглубоких частях геологических структур. По химическому составу эти воды гидрокарбонатные кальциевые, гидрокарбонатные кальциево-магниевые или сульфатно-гидрокарбонатные магниево-кальциевые. Температура воды обычно не превышает 20° С, содержание углекислого газа достигает 3,5 г/л.

Наиболее известные воды данного типа распространены на курортах: Кисловодск (нарзаны), Дарасун, Шмаковка, Аршан-Тункинский (холодные источники) и др.

Второй тип углекислых минеральных вод представлен горячими и теплыми водами сложного, преимущественно гидрокарбонатно-сульфатного натриевого и хлоридно-гидрокарбонатного кальциевого состава с минерализацией до 6,5 г/л. Температура минеральных вод этого типа достигает 37—40, реже 70° С. Содержание углекислого газа в них обычно изменяется от 0,3 до 1,0 г/л, иногда достигает 2—3 г/л.

Эти воды связаны с зонами разломов в осадочных толщах, прорванных молодыми интрузиями. Характерными представителями являются воды: Железноводска (КМВ), Пятигорска (Лермонтовский источник), курортов Исти-Су (Азербайджанская ССР), Джермук (Армянская ССР), Карловы Вары (Чехословакия).

Третий тип включает углекислые гидрокарбонатные натриевые воды, иногда с повышенным содержанием сульфатов, с минерализацией до 10 г/л и содержанием углекислого газа до 2 г/л. Температура воды изменяется от 14 до 35° С. К углекислым водам данного типа относятся: Боржоми (Грузия), Поляна Квасова (Закарпатье), Ласточка (Приморский край), Делижан (Армянская ССР), Сираб (Нахичеванская АССР) и др.

Четвертый тип представлен углекислыми хлоридно-гидрокарбонатными натриевыми и гидрокарбонатно-хлоридными натриевыми водами с минерализацией до 25 г/л, с содержанием углекислого газа до 2,5 г/л. Температура воды обычно не превышает 37° С. Основными представителями этого типа вод являются: Ессентуки (КМВ), Малка (Камчатка), Соймы (Закарпатье) и др.

Пятый тип характеризуется углекислыми солеными хлоридными натриевыми или хлоридными кальциево-натриевыми водами с минерализацией до 50 г/л, содержанием углекислого газа до 2,7 г/л. Температура воды превышает 37° С. Наиболее известными представителями данного типа вод являются Арзни (Армянская ССР), Вишне-Быстра (Закарпатье), Кармадон (Северная Осетия) и др.

Углекислые минеральные воды обычно применяются для лечения болезней желудка, двенадцатиперстной кишки, кишечника, хронических заболеваний печени, желче- и мочевыводящих путей, болезни обмена веществ и других заболеваний.

Сероводородные (сульфидные) минеральные воды. Эта группа включает воды, лечебные свойства которых определяются содержанием в них свободного сероводорода и гидросульфидного иона. Используются они преимущественно для ванн.

Содержание общего сероводорода в лечебных минеральных водах по нормам СССР должно быть не менее 10 мг/л (см. табл. 29). По концентрации общего сероводорода они подразделяются на слабосероводородные (10—50 мг/л), сероводородные средней концентрации (50—100 мг/л), крепкие сероводородные (100—250 мг/л), особо крепкие сероводородные (свыше 250 мг/л).

По условиям формирования выделяются (А. М. Овчинников, В. В. Иванов, Г. А. Невраев, Н. И. Толстихин, Е. В. Посохов и др.): азотные сероводородные (сульфидные), метановые, реже азотные, сероводородные (сульфидные) и углекислые сероводородные воды.

Азотные сероводородные (сульфидные) воды генетически связаны с торфяными четвертичными образованиями и относительно неглубоко залегающими гипсоносными породами. На участках разгрузки воды сульфатного кальциевого состава поступают в торфяники, где они претерпевают метаморфизацию под влиянием процесса сульфатредукции (восстановление сульфатов). Содержание общего сероводорода в таких водах обычно не превышает 50 мг/л. По составу воды

являются сульфатными кальциевыми или гидрокарбонатно-сульфатными кальциевыми. Минерализация их, как правило, не превышает 2—3 г/л. Примером этого типа являются сероводородные воды Кемери (Латвийская ССР).

Формула химического состава сероводородных вод Кемери имеет вид [9]

$$N2H_2S0{,}027M2{,}64\,\frac{SO_4 78 HCO_3 21}{Ca91Mg8}\,pH7{,}1,\ T\ ^\circ C\ 7.$$

Аналогичные по составу воды формируются на курортах Краинка Тульской области и Хилово Псковской области.

Метановые сероводородные (сульфидные) воды генетически связаны с битуминозными и нефтеносными отложениями и формируются в восстановительной обстановке в глубоких частях артезианских бассейнов. Метановые сероводородные воды представлены исключительно многочисленными типами вод, весьма разнообразными как по ионному составу и минерализации, так и по концентрации сероводорода. Однако преимущественно это воды хлоридного натриевого или гидрокарбонатно-хлоридного натриевого состава.

Очень широко известным месторождением сероводородных метановых вод является Мацестинское в Сочинском артезианском бассейне. В районе Мацесты в меловых и верхнеюрских известняках, перекрытых водоупорными третичными отложениями, вскрываются воды, формула химического состава которых на Новой Мацесте имеет вид [9]

$$\sum H_2S0{,}43M38\,\frac{Cl97HCO_3 2HS1}{Na78Ca15Mg7}\,pH6{,}6,\ T\ ^\circ C\ 37.$$

Аналогичные воды эксплуатируются на курортах Талги (Дагестан), Усть-Качка (Пермская область), Чимион (Фергана), Менджи (Грузия) и др.

Углекислые сероводородные воды, генетически связанные с современными вулканическими и молодыми магматическими процессами, распространены достаточно широко в районах активного вулканизма Камчатки и Курильских островов, где они представлены несколькими группами источников; в районе Кавказских Минеральных Вод (Пятигорский — 2 и Ессентукский — 2). Характеризуются они различным ионным составом и широким диапазоном концентраций сероводорода в основном в виде свободного сероводорода. К этой группе принадлежат воды Камчатки и Курильских островов (сильнокислые сульфатные, фумарольные, нередко с содержанием сероводорода до 3000 мг/л).

Фумарольные термы представляют собой кислые термальные воды, образующиеся за счет подземных или поверхностных вод, химический и газовый состав которых формируется в основном под воздействием вулканических фумарольных газов и вызванных ими геохимических процессов. Фумарольные термы появляются либо в кратерах и на склонах вулканов, либо в крупных кальдерах (циркообразных впадинах) и глубоких эрозионных долинах, сложенных

вулканогенными образованиями. Воды фумарольных терм характеризуются резко кислой реакцией (pH обычно изменяется от 1,0 до 3,0), сульфатным или хлоридно-сульфатным составом при полном отсутствии гидрокарбонатов, наличием свободной серной кислоты, высоким содержанием железа, алюминия и аммония, абсолютным преобладанием кислых газов CO_2 и H_2S.

Сероводородные воды путем применения ванн используются для лечения сердечно-сосудистой системы, суставов, мышц, болезней нервной системы, кожных заболеваний и других недугов.

Радиоактивные минеральные воды. Воды, обладающие повышенным содержанием радиоактивных элементов, называют радиоактивными.

А. Н. Токарев предлагает считать радиоактивными воды со следующим содержанием радиоактивных элементов: $Ra \gg 1 \cdot 10^{-11}$ г/л, $U > 3 \cdot 10^{-5}$ г/л, $Rn > 50$ эман [8] (перевод единиц в Международную систему (СИ) см. в гл. VII).

Среди радиоактивных вод выделяют радоновые, радиевые, радоно-радиевые и урановые. Из них наиболее широко используются радоновые и радоно-радиевые.

Радоновые воды заключают повышенное содержание газообразной эманации радия — радона. Выделяют воды (см. табл. 29): слаборадоновые (50—400 эман), со средней концентрацией радона (от 400 до 2000 эман) и высокорадоновые (более 2000 эман).

Месторождения радоновых вод формируются в результате процессов эманирования пород и диффузии радона в протекающие воды. Такие воды обычно встречаются в неглубоко залегающих грунтовых и артезианских водоносных горизонтах, находящихся в зоне интенсивного водообмена. Они широко используются на курортах СССР (Пятигорск, Цхалтубо, Белокуриха на Алтае и др.).

Радоно-радиевые воды обычно содержат радон в количествах, значительно больших равновесного количества растворенного в воде радия (более 50 эман), причем содержание радия составляет более $1 \cdot 10^{-11}$ г/л. Такие воды формируются в условиях, когда обогащенная радием вода проникает на участок эманирующих коллекторов и дополнительно приобретает радон [7]. Это очень ценный тип минеральных вод. К нему относятся некоторые источники Кисловодска, Исти-Су (Азербайджан), Карловы Вары (Чехословакия).

Радиоактивные воды наиболее широко используются для наружного применения в виде общих и местных ванн. Они используются для лечения сердечно-сосудистой системы, болезней периферической и центральной нервной системы, гинекологических и кожных заболеваний и болезней органов опоры и движения.

Краткая характеристика основных групп минеральных вод показывает, что их распространение определяется сложным сочетанием геологоструктурных, гидрогеологических, геохимических и геотермических условий их формирования. Основными из них являются литологические особенности и коллекторские свойства горных пород, фациальные условия и характерные черты геологической истории бассейна, наличие молодых магматических процессов и особенно

современного вулканизма, вызывающих интенсивный термометаморфизм горных пород, интенсивность и характер неотектонических движений, геотермический режим, наличие на некоторой глубине в осадочных отложениях, особенно газонефтеносных районах, биохимических (микробиологических) процессов [7].

Территории, в пределах которых развиты определенные группы минеральных вод, принято называть (А. И. Дзенс-Литовский, Н. И. Толстихин, А. М. Овчинников, В. В. Иванов, Л. А. Яроцкий и др.) провинциями. Каждая из них характеризуется особыми геологическими условиями и обладает группой вод, связанных общностью некоторых признаков. Минеральные воды одной провинции в целом отличны от вод другой [7, 9].

§ 2. ПРОМЫШЛЕННЫЕ ВОДЫ

К промышленным подземным водам относят такие, которые заключают в растворе полезные компоненты или их соединения в количествах, обеспечивающих в пределах конкретных гидрогеологических районов по технико-экономическим показателям их рентабельную добычу и переработку [4].

В настоящее время из подземных промышленных вод извлекают иод, бром, поваренную соль, а в некоторых странах также соединения бора, лития, рубидия, германия, урана, вольфрама и другие вещества.

Используются иод и бром в медицине, фотографии, химической промышленности; особенно широко применяется бром при производстве высокооктановых и взрывобезопасных топливных смесей для двигателей внутреннего сгорания и реактивных.

Наиболее важным показателем для промышленных подземных вод является содержание полезного компонента, который выгодно из этих вод извлекать. Разделение промышленных подземных вод по содержанию в них промышленных компонентов (иодных, бромных, иодо-бромных, борных, иодо-борных и др.), по Н. А. Плотникову, показано в табл. 29.

Из промышленных подземных вод наиболее изученными в СССР являются иодные, бромные и иодо-бромные, а менее — борные и др.

Распространение подземных промышленных вод и рассолов подчиняется определенным закономерностям. Эти воды, как правило, находятся в глубоких частях крупных водонапорных систем, преимущественно в зоне весьма замедленного и реже замедленного водообмена. В структурно-тектоническом отношении такие водонапорные системы соответствуют синеклизам и впадинам древних и эпигерцинских платформ, а также предгорным прогибам и межгорным впадинам различных циклов тектогенеза. Подземные промышленные воды встречаются в породах самого различного геологического возраста — вплоть до протерозойских.

Глубина залегания подземных промышленных вод изменяется в широких пределах — от первых десятков метров до 4—5 км и более, наиболее распространенные глубины залегания подземных промышленных вод составляют 1000—3000 м.

Таблица 29

Наименование вод	Компонент	Минимальные концентрации компонента	
		мг/л	%
Специфические бромные воды	Бром	25	$2{,}5 \cdot 10^{-3}$
Промышленные бромные воды	»	250	$2{,}5 \cdot 10^{-2}$
Специфические иодные воды	Иод	1	$1 \cdot 10^{-4}$
Промышленные иодные воды	»	18	$1{,}8 \cdot 10^{-3}$
Специфические иодо-бромные воды	Иод, бром	1	$1 \cdot 10^{-4}$
		25	$2{,}5 \cdot 10^{-3}$
Промышленные иодо-бромные воды	Иод	10	$1 \cdot 10^{-3}$
	Бром	200	$2 \cdot 10^{-2}$
Специфические борные воды	Бор	10	$1 \cdot 10^{-3}$
Промышленные иодо-борные воды	Иод	65	$6{,}5 \cdot 10^{-3}$
	Бор	162,5	$1{,}6 \cdot 10^{-2}$

Подземные промышленные воды обычно содержатся в терригенных (пески, песчаники, гравелиты, конгломераты и др.), карбонатных (известняки и доломиты), соленосных породах и в ангидритах с прослоями карбонатных пород и реже вулканогенных отложениях.

Подземные промышленные воды являются высоконапорными. На отдельных участках их статические пьезометрические уровни в скважинах устанавливаются выше поверхности земли. Однако значительно чаще они располагаются на глубинах от первых метров до 300 м от поверхности земли и даже более.

Водообильность вмещающих пород изменяется в широких пределах, удельные дебиты скважин варьируют от долей до десятков кубических метров в сутки. На месторождениях промышленных подземных вод эксплуатационные дебиты скважин составляют 400—500 м³/сут (Волго-Камская, Азово-Кубанская водонапорные системы и др.). На некоторых месторождениях (Западно-Сибирская водонапорная система, Кура-Араксинская, Западно-Туркменская и др.) дебиты разведочно-эксплуатационных скважин достигают 1000—3000 м³/сут при самоизливе.

Промышленные иодные бромные и иодо-бромные воды относятся к соленым водам и рассолам с общей минерализацией от 20 до 250 г/л и более. По химическому составу промышленные иодо-бромные воды являются преимущественно хлоридными натриевыми, реже хлоридными натриево-кальциевыми. В отдельных районах иодные и иодо-бромные воды по составу оказываются гидрокарбонатно-хлоридными натриевыми.

Содержание иода в подземных водах изменяется от следов до 80 мг/л и более, брома — от нескольких миллиграммов в литре до 10 г/л (Ангаро-Ленская водонапорная система, нижнекембрийские отложения), калия — до 20 г/л и более. Кроме того, в подземных рассолах хлоридного натриево-кальциевого состава отмечаются высокие концентрации стронция, рубидия и других микрокомпонентов.

Изменение общей минерализации подземных промышленных вод и их химического состава, а также содержания в них микрокомпонентов определяются составом пород, общей гидрогеологической обстановкой и, в частности, закрытостью водоносных горизонтов и комплексов, а также динамикой подземных вод.

В пределах конкретных артезианских бассейнов содержание брома, стронция и некоторых других компонентов увеличивается с ростом общей минерализации подземных вод и пропорционально концентрации хлоридов кальция. Увеличение содержания микрокомпонентов происходит, как правило, с глубиной и по мере перехода в более древние отложения. Максимальные концентрации брома, стронция и калия отмечаются в тех бассейнах, в которых в разрезе присутствуют соленосные отложения, особенно галогенные.

В распространении промышленных вод обнаружена связь с возрастом заключающих воду геологических структур. Так, для древних платформ типично более широкое развитие бромных, реже иодо-бромных вод, иногда с повышенным содержанием лития, стронция, калия и рубидия, для эпигерцинских плит — иодных и иодо-бромных вод; для предгорных и межгорных впадин альпийского геосинклинального пояса юга СССР — иодных, реже иодо-бромных вод [4].

В областях современной вулканической деятельности встречаются воды с высокими содержаниями мышьяка, фтора и других микрокомпонентов.

В соответствии с опытом выделения провинций минеральных вод Н. А. Плотников, С. С. Бондаренко и др. предлагают выделять провинции подземных иодо-бромных вод. В пределах последних они рекомендуют выделять районы, месторождения и эксплуатационные участки [4]. Более подробно о месторождениях и эксплуатационных участках см. в гл. XVI.

При промышленной оценке месторождений подземных промышленных вод для обоснования возможности и целесообразности их использования требуется провести учет экономических факторов. Для каждого месторождения непременно проводится геолого-экономическая оценка.

Геолого-экономическая оценка осуществляется на основе использования материалов следующих видов исследований: 1) анализа региональных закономерностей распространения подземных промышленных вод; 2) выявления размеров и оконтуривания границ месторождений этих вод в различных водоносных горизонтах и комплексах изучаемого бассейна; 3) количественной региональной оценки эксплуатационных запасов промышленных вод; 4) комплексной оценки возможности и целесообразности их практического использования [4].

При оценке эксплуатационных запасов промышленных вод существенно установить их кондиции в процессе добычи в конкретных геолого-гидрогеологических условиях. При этом кондиционные требования должны быть такими, чтобы себестоимость извлекаемого компонента не превышала их отпускную цену.

Возможности и масштабы использования промышленных вод

определяются преимущественно размерами их эксплуатационных запасов.

Кондиционные требования отражают гидрогеологические условия месторождения и методы его разработки; основные из них заключаются в установлении: 1) минимальных промышленных концентраций полезных компонентов для месторождения в целом; 2) концентрации полезных компонентов на участках водозаборов в пределах месторождения; 3) максимальной глубины залегания промышленного водоносного горизонта, определяющей глубину эксплуатационной скважины; 4) минимального дебита эксплуатационной скважины; 5) максимальной глубины динамического уровня от поверхности к концу срока эксплуатации водозабора; 6) суммарного дебита водозабора; 7) размеров площади расположения эксплуатационных скважин; 8) участка и условий сброса отработанных промышленных вод; 9) общего химического состава и степени минерализации подземных вод; 10) температуры подземных вод; 11) наличия вредных компонентов и примесей; 12) присутствия компонентов, которые целесообразно извлекать попутно с основным производством в промышленных масштабах.

Основными экономическими показателями кондиций являются: 1) стоимость 1 м³ промышленных подземных вод; 2) себестоимость 1 т полезного компонента; 3) капитальные вложения в сырьевую базу и основное производство; 4) добыча полезного компонента, т/год; 5) удельные капитальные вложения для промышленных руд на 1 т продукции; 6) выработка на одного сотрудника предприятия; 7) сроки окупаемости капитальных вложений [4].

§ 3. ТЕРМАЛЬНЫЕ ВОДЫ

К термальным водам (термам) относят такие, температура которых превышает температуру человеческого тела (37° С). Воды с температурой от 37 до 42° С считаются горячими (термальными), от 42 до 100° С — очень горячими (высокотермальными) и с температурой выше 100° С — перегретыми (А. М. Овчинников, Ф. А. Макаренко и др.). Некоторые исследователи (Б. Ф. Маврицкий и др.) теплые (субтермальные) воды с температурой от 20 до 37° С относят также к термальным [5].

Исходя из практической целесообразности использования подземных вод в народном хозяйстве, выделяют: 1) воды с температурой до 20° С наиболее пригодны для целей водоснабжения; 2) воды с температурой 20—50° С наиболее пригодны для бальнеологических целей и иодо-бромного производства; 3) воды с температурой 50—75° С целесообразно использовать для обогрева теплиц, парников, для теплофикации сельскохозяйственных объектов (фермы, склады и др.), для шерстомоек и в бальнеологических целях; 4) подземные воды с температурой 75—100° С могут быть использованы при теплофикации городов, курортов, сельскохозяйственных объектов (поселки, крупные тепличные комбинаты и др.); 5) воды с температурой свыше 100° С рекомендуется использовать главным образом для

энергетических целей. При этом чем выше температура вод, тем больше их энергетический потенциал [5].

Термальные воды имеют широкое распространение в пределах как платформенных областей, так и горно-складчатых.

В платформенных областях и сочлененных с ними краевых прогибах термальными являются уже рассмотренные выше минеральные и промышленные воды (см. § 1 и 2). Они распространены в глубоких частях артезианских бассейнов.

Общая минерализация термальных вод изменяется в весьма широких пределах: от 1 до 650 г/л. Причем в таких водонапорных системах по площади от областей питания к областям разгрузки, а также в вертикальном разрезе сверху вниз отмечается закономерное изменение температуры, степени минерализации и химического состава подземных вод.

Формирование вод и рассолов высокой минерализации обычно связано с наличием в геологическом разрезе галогенных отложений (Волго-Уральская область, Прикаспийская впадина, Иркутский амфитеатр и др.). В геологических структурах, лишенных галогенных отложений, нередко распространены пресные термальные воды или солоноватые и соленые воды (впадины байкальского типа, острова Сахалина и др.).

Как правило, уменьшение пористости и проницаемости пород отмечается с возрастанием глубины и в более древних отложениях. Уменьшение с глубиной пористости и проницаемости пород приводит к снижению естественных запасов заключенных в них природных вод.

Характерной чертой горно-складчатых областей является локальное распространение на их территории термальных вод. Чаще они встречаются в линейно вытянутых зонах крупных дизъюнктивных нарушений, которые служат очагами разгрузки вод артезианских бассейнов. Такие зоны обнаруживаются в горно-складчатых сооружениях, которые испытали воздействие новейшей тектоники.

Наиболее широко термальные воды распространены в складчатых областях кайнозойской (камчатской) складчатости в районах современного и недавнего четвертичного вулканизма (Камчатка, Курильские острова). Данный район относится к району интенсивной гидротермальной деятельности.

Многочисленные термальные источники связаны со Срединно-Камчатским и Восточно-Камчатским поднятиями. Через всю зону Срединно-Камчатских поднятий протягивается крупный разлом, вдоль которого расположена цепочка потухших вулканов, в окрестностях которых изучено до 20 групп термальных источников с температурой от 20 до 100° С.

В пределах областей современного вулканизма (Камчатка, Курильские острова, Исландия и др.) развиты весьма характерные высокотемпературные углекисло-азотные воды, формирующиеся вблизи очагов действующих вулканов. На значительной глубине эти воды перегреты (свыше 300° С); на поверхности они проявляются в виде кипящих паро-водяных струй с гейзерным режимом фонтанирования.

Гейзеры — горячие источники, периодически выбрасывающие воду и пар. Они рассматриваются как особый тип месторождений гейзерных углекисло-азотных терм. Температура воды при выбросах 80—100° С и более. Свое название они получили от района Гейзер в Исландии.

Наибольшее количество геотермальных аномалий обнаружено в Восточно-Камчатской зоне, где отмечается 27 действующих вулканов из 28, находящихся на Камчатке. В этой зоне располагаются самые мощные на Камчатке термальные источники долины р. Гейзерной и ее притока р. Шумной.

Гейзеры в долине р. Шумной были открыты и изучены в 1941 г. Т. И. Устиновой. Ею было обследовано 12 крупных и большое количество мелких гейзеров с температурой воды у выходов 94,5—99,25° С [10].

«Гейзеры, — пишет Т. И. Устинова, — редкая, почти уникальная разновидность горячих источников с правильным ритмом фонтанирования. Действие их внешне напоминает извержение вулкана в миниатюре. Столб кипятка и пара, взлетающий на несколько десятков метров, производит ошеломляющее впечатление своей внезапностью, красотой и мощью» [10].

Гейзеры встречаются в районах современной вулканической деятельности (Исландия, Аляска, Йеллоустонский парк в США, Камчатка, Новая Зеландия и др.).

Общая минерализация вод гейзеров 1—3 г/л, реже выше. По химическому составу воды кремнистые борные хлоридные натриевые.

Участки непосредственных выходов гейзеров часто сложены конусообразными скоплениями светлого кремнистого туфа, так называемого гейзерита. Внутри гейзеритового конуса находится водоем с трещиной или каналом на дне, служащими для подъема воды из глубины. В канале и водоеме через определенные промежутки времени начинает бурлить и кипеть вода, после чего вырывается пар и выбрасывается фонтан кипящей воды. Действие гейзера спустя некоторое время ослабевает и постепенно прекращается. Каждому гейзеру свойствен свой режим выбрасывания, зависящий от геологических, гидрогеологических, метеорологических и других условий.

Гейзеры могут располагаться на высоких абсолютных отметках. Так, например, по данным А. М. Овчинникова, в одном из районов Тибета много горячих фонтанирующих источников было встречено на абсолютной высоте 4700 м с температурой воды 84° С, соответствующей приблизительно температуре кипения на этой высоте [6].

Широко известны гейзеры Йеллоустонского национального парка в США, находящегося на абсолютной высоте 2300—2700 м в верховьях рек Йеллоустон, Мэдисон и Снейк. В этом районе обследовано несколько тысяч горячих источников; настоящих же периодически действующих гейзеров, отлагающих кремнезем, насчитывается около 85. На указанной высоте температура кипения воды 93,3° С. Температура воды гейзеров Йеллоустонского парка близка к этой цифре, но имеются гейзеры и с повышенной температурой. Так, один из крупнейших гейзеров «Гигант», действующий периодически

через трое суток, выбрасывает столб кипящей воды с температурой 95,8° С на высоту до 40 м. По данным Н. Н. Горского, в начале столетия в Новой Зеландии действовал самый высокий гейзер на земле: вода временами била из него с исключительной силой, достигая 430 м высоты.

Механизм действия гейзеров различными авторами объясняется по-разному. Так, для нормального действия гейзеров, по Т. И. Устиновой, необходимы два условия: возможность вывода на поверхность

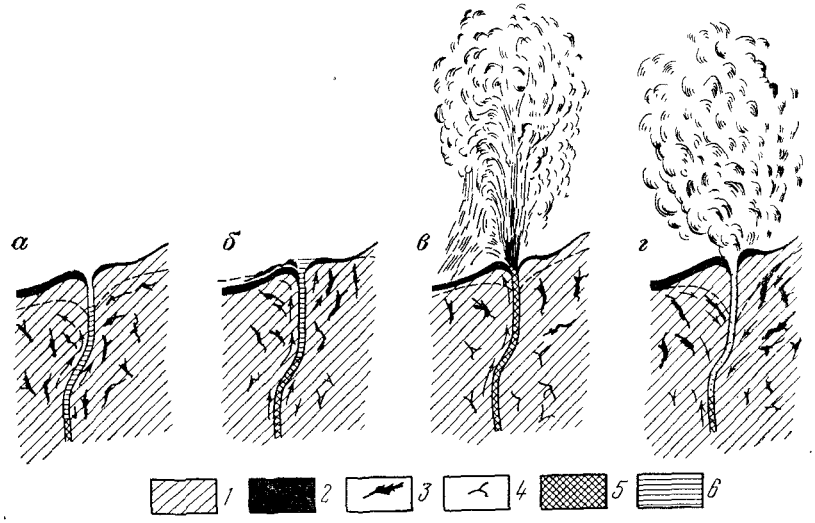


Рис. 116. Основные стадии действия камчатских гейзеров (по Т. И. Устиновой):
1 — пепловые туфы; *2* — отложения гейзерита; трещины в туфах: *3* — с перегретой водой, *4* — с охлажденной водой; *5* — перегретая вода с температурой свыше 100° С; *6* — охлажденная вода с температурой ниже 100° С

перегретой подземной воды и наличие воды с более низкой температурой, проникающей в каналы гейзера с боков и прерывающей на время кипение перегретой воды. Именно этим объясняется периодичность действия гейзеров.

Наблюдения над деятельностью камчатских гейзеров дали возможность Т. И. Устиновой прийти к следующим выводам. После окончания очередного периода фонтанирования верхняя часть гейзера оказывается осушенной. При этом уровень подземных вод понижается в горных породах на некотором расстоянии от канала гейзера на какую-то величину. В результате горячая вода под влиянием гидростатического давления и давления пара вновь начинает подниматься в канале гейзера, смешиваясь с более низкотемпературной водой, поступающей из боковых пород. Это первая стадия действия, обязательная для всех гейзеров, Т. И. Устиновой названа стадией наполнения (рис. 116, *а*).

После заполнения канала до верха вода начинает изливаться через края в виде небольшой струи с постепенным нарастанием

расхода до извержения. Эта вторая стадия — стадия излияния — характерна для большинства гейзеров, но не обязательна для всех (рис. 116, *б*). При недостаточном гидростатическом напоре стадия излияния может отсутствовать: в таких гейзерах в это время происходит накапливание энергии для последующего действия.

По причине давления верхнего столба воды, находящегося в канале гейзера вблизи дневной поверхности, перегретая вода в нижней части канала до определенного времени находится в состоянии относительного покоя, затем по мере накопления тепловой энергии из перегретой воды начинает постепенно выделяться в виде пузырей пар. Выделение пара переходит к кипению, что приводит к частичному выбросу воды из канала и снижению противодавления сверху. На определенной стадии перегретая вода мгновенно переходит в пар, чем и вызывается выбрасывание смеси воды и пара с колоссальной силой. Эта третья стадия — стадия фонтанирования (извержения) — обязательна для всех гейзеров (см. рис. 116, *г*).

После выброса основной массы перегретой воды извержение прекращается. Вновь поднимаясь из глубин в небольшом количестве, перегретая вода бурно кипит в опустошенном канале с извержением пара на поверхность. Это четвертая стадия — стадия паровыделения или глубинного кипения (см. рис. 116, *г*).

В пустой канал гейзера притекает из боковых пород вода с более низкой температурой. В зависимости от величины притока этой воды кипение в канале прекращается через некоторое время.

Таким образом, гейзеры можно рассматривать как действие подземных вод в областях молодого вулканизма. Однако участков деятельности гейзеров значительно меньше по сравнению с количеством районов, где известны очаги молодых вулканов. Объясняется это несоответствие главным образом различием гидрогеологических условий. А. М. Овчинников отмечает, что многие ранее действовавшие гейзеры утратили свою периодичность и превратились в горячие источники.

Вода большинства гейзеров слабо минерализована с сухим остатком в среднем 1—2 г/л. Тип воды чаще хлоридный натриевый.

Имеются, однако, гейзеры с более высокой минерализацией воды. Так, например, гейзеры Атами (в Японии) дают воду с сухим остатком около 10 г/л и относятся к хлоридному натриево-кальциевому типу. В воде гейзеров содержится большое количество кремнекислоты. В воде камчатских гейзеров, например, содержание кремнекислоты достигает 383 мг/л.

Основным источником питания гейзеров служат атмосферные осадки. Второстепенное значение имеют видоизмененные воды морского генезиса и незначительная часть их может быть связана с выделениями из магматических очагов.

Крупные источники термальных вод отмечаются также в Петропавловском районе: Начикинские, Карымшинские, Паратунские. Температура вод этих источников достигает 75—87° С, минерализация не превышает 1,5 г/л, по составу воды хлоридно-сульфатные натриевые.

Значительные ресурсы тепла заключают Паужетские источники, где запасы паро-водяной смеси с температурой 150—200° С определены в 125 кг/с. На базе этих источников в 1965 г. была построена опытно-промышленная геотермальная электростанция мощностью 5000 кВт. Вырабатываемая при этом электроэнергия наиболее дешевая по сравнению со стоимостью энергии тепловых электростанций.

Кроме перечисленных источников, на юге Камчатки находятся другие многочисленные очаги разгрузки термальных вод, такие, как Жировские парогидротермы, Саванские, Хадутинские и Нижне-Галыгинские термальные источники.

Термальные воды широко распространены также в зоне альпийской складчатости Юга СССР (Карпаты, Горный Крым, Большой Кавказ, Малый Кавказ, Копет-Даг, Памир) и в более древних складчатых областях.

Значительные ресурсы термальных вод отмечаются в межгорных впадинах (Рионская, Кура-Араксинская, Таджикская, Ферганская и др.) на глубинах 1500—3000 м.

Термальные воды древних горно-складчатых областей с температурой до 100° С часто имеют низкую минерализацию, редко превышающую 1 г/л, и азотный состав растворенных в них газов.

Минерализация термальных подземных вод межгорных впадин, как правило, изменяется в широких пределах: от 1 до 300 г/л и более.

В настоящее время широкому использованию геотермальной энергии уделяется большое значение как в СССР, так и в зарубежных странах (Италия, Исландия, Новая Зеландия, США, Япония).

Перспективы использования термальных вод определяются себестоимостью 1 м³ термальной воды и 1 Дж получаемого тепла. Себестоимость 1 Дж тепла, извлекаемого из термальных вод, не должна быть выше тарифной себестоимости 1 Дж на тепловую энергию в обследуемом районе и, естественно, не должна превышать таковую, полученную за счет других видов тепловой энергии.

Технико-экономические показатели использования термальных вод так же, как и промышленных, зависят от многих факторов: глубины их залегания, дебита одиночной скважины, температуры, положения статического пьезометрического уровня от поверхности, общей минерализации и состава вод.

Наиболее благоприятные показатели использования термальных вод установлены на крупных очагах разгрузки термальных вод в районах современной или недавней вулканической деятельности (при наличии соответствующих потребителей тепловой энергии).

Перспективными являются районы, на площади которых геотермический градиент наибольший. В таких районах имеется возможность вскрывать термальные воды с достаточно высокой температурой на сравнительно небольших глубинах. Особенно благоприятными оказываются участки, на которых из скважин вода фонтанирует с достаточно большими дебитами, а по составу и минерализации она вполне пригодна для эксплуатации.

Наибольший геотермический градиент, кроме районов современного вулканизма и локальных участков положительных аномалий

складчатых областей, типичен платформенным структурам, краевым прогибам и межгорным впадинам, выполненным мезо-кайнозойскими отложениями. Как правило, величина геотермического градиента в указанных районах близка 3° С/100 м и более. В таких районах при достаточной мощности осадочного чехла имеется возможность вскрывать скважинами водоносные горизонты на глубинах до 2—3 км и получать воду с температурой 75—100° С.

Можно со значительной долей вероятности считать, что районы, где скважины дают самоизливом воду с расходом не менее 5 л/с и удельным дебитом не ниже 0,1 л/с, следует относить к перспективным при проектировании использования термальных вод в практических целях. При этом минерализация термальных вод не должна превышать 35 г/л, что будет гарантировать от выпадения в трубах солей в опасных для эксплуатации количествах [5].

Руководствуясь отмеченными критериями, Б. Ф. Маврицкий выделяет следующие районы, перспективные для использования термальных вод: 1) в платформенных областях — Западно-Сибирская, Скифская и Туранская плиты; 2) на территориях межгорных впадин — Риониская, Кура-Араксинская, Джаркентская, Селенгинская, Тункинская впадины, остров Сахалин, а также отдельные части Западно-Туркменской, Таджикской и Ферганской впадин.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вартанян Г. С., Яроцкий Л. А. Поиски, разведка и оценка эксплуатационных запасов месторождений минеральных вод. М., «Недра», 1972. 127 с. с ил.

2. Зайцев И. К., Толстихин Н. И. Закономерности распространения и формирования минеральных (промышленных и лечебных) подземных вод на территории СССР. М., «Недра», 1972. 280 с. с ил.

3. Иванов В. В., Невраев Г. А. Классификация подземных минеральных вод. М., «Недра», 1964. 168 с. с ил.

4. Изыскания и оценка запасов промышленных подземных вод. М., «Недра», 1971. 244 с. с ил.

5. Маврицкий Б. Ф. Термальные воды складчатых и платформенных областей СССР. М., «Наука», 1971. 242 с. с ил.

6. Овчинников А. М. Общая гидрогеология. Изд. 2-е. М., Госгеолтехиздат, 1955. 384 с. с ил.

7. Овчинников А. М. Минеральные воды. Изд. 2-е. М., Госгеолтехиздат, 1963. 376 с. с ил.

8. Токарев А. Н., Щербаков А. В. Радиогидрогеология. М., Госгеолтехиздат, 1956. 264 с. с ил.

9. Толстихин Н. И., Посахов Е. В. Минеральные воды. Л., ЛГИ, 1975. 170 с. с ил.

10. Устинова Т. И. Камчатские гейзеры. М., Госгеографиздат, 1955. 120 с. с ил.

Глава XVI

СВЕДЕНИЯ О ПРИРОДНЫХ ВОДОНАПОРНЫХ СИСТЕМАХ И ИХ ЗОНАЛЬНОСТИ. ПОНЯТИЯ О МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ПОДЗЕМНЫХ ВОД И ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОМ РАЙОНИРОВАНИИ

§ 1. ПОНЯТИЕ О ПРИРОДНЫХ ВОДОНАПОРНЫХ СИСТЕМАХ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Одной из важнейших проблем гидрогеологической науки является дальнейшая типизация бассейнов подземных вод как напорных, так и ненапорных. Это имеет большое значение для изучения процессов формирования подземных вод и уточнения основных принципов гидрогеологического районирования, а также для более обоснованного решения задач поисков, разведки и рациональной эксплуатации пресных, минеральных, промышленных и термальных подземных вод. Типизация бассейнов подземных вод представляет научно-методический интерес и для решения вопросов поисков и разведки месторождений полезных ископаемых, в частности месторождений нефти и газа.

Понятие «артезианский бассейн» не определяет всего многообразия природных условий залегания напорных вод в земной коре, поскольку выделяются и другие типы бассейнов (артезианские склоны и т. п.), которые имеют в природе также широкое распространение. Нередко такие бассейны располагаются в одной и той же геологической структуре.

Существенным является и то, что динамика подземных вод в бассейнах определяется не только гидростатическими давлениями, формирующимися в областях питания и создания напора. Изучение гидрогеологических особенностей глубоких частей синеклиз, впадин и предгорных прогибов позволило установить, что источником пластовой энергии служит также геостатическое давление вышележащей толщи пород и геотектоническое давление (Б. А. Тхостов, Н. Б. Вассоевич, Ю. В. Мухин, А. А. Карцев, К. А. Аникеев и др.). Вследствие этого во многих районах пластовое давление значительно превышает гидростатическое, возникают так называемые «аномальные» давления и выделяются зоны аномально высоких пластовых давлений (АВПД). Особенно широко такие аномальные давления отмечаются в молодых впадинах и прогибах, связанных с альпийским циклом тектогенеза, так как в них процесс уплотнения осадков продолжается и в настоящее время.

Влияние геостатических нагрузок на формирование давлений в водоносных горизонтах заключается в отжатии воды из сильно уплотняющихся осадков (например, глин) в водоносные горизонты, породы которых подвергаются меньшему уплотнению (пески и др.).

Под влиянием давления наиболее сильно уплотняются глины, степень уплотнения песков значительно ниже.

В табл. 30 приведены данные А. А. Алексина по сжимаемости глин и песков [1].

Таблица 30

Давление, Па	Песок		Глина	
	пористость, %	объемная масса, г/см³	пористость, %	объемная масса, г/см³
0	43,0	1,2	67,5	1,49
$4 \cdot 10^7$	37,2	2,03	56,7	1,64
$25 \cdot 10^7$	22,2	2,15	25,8	2,11
$11 \cdot 10^8$	20,8	2,2	15,4	2,27

Дополнительные объемы воды, которые поступают из подстилающих и перекрывающих глинистых толщ в водоносные породы, приводят к повышению пластовых давлений, формированию областей питания и созданию напоров за счет геостатических давлений.

Направления движения отжимаемой воды при этом в конкретной обстановке могут быть весьма многообразными. Так, А. Е. Гуревич и др. [3] в зависимости от геологического строения и гидрогеологических условий выделяют пять возможных основных вариантов направления движения отжимаемой воды. Один из этих вариантов обусловливает передвижение отжимаемых вод от центра бассейна к периферии, т. е. к участкам выхода пород соответствующего водоносного горизонта на поверхность.

Кроме механического уплотнения минеральных осадков в процессе погружения бассейна седиментации накладывается воздействие тектонических напряжений. Тектонические движения не только влияют на интенсивность уплотнения пород, но и оказывают значительное воздействие на изменение и перераспределение путей оттока вод в результате формирования зон трещиноватости и разломов. Особенно большие изменения в динамике подземных вод отмечаются при смене непрерывного погружения поднятием.

К. А. Аникеев по вопросу формирования аномально высоких пластовых давлений высказывает следующее: 1) наиболее часто АВПД встречается в альпийских геосинклинальных зонах. а также в краевых впадинах платформ с повышенной активностью неотектонических движений; 2) по мере возрастания объема бурения на все больших глубинах количество районов с АВПД увеличивается. На глубинах свыше 3,5—4 км АВПД встречаются гораздо чаще, чем в более изученной зоне до глубины 3 км; 3) распределение АВПД по глубине имеет зональный характер. По глубине выделяются три зоны: верхняя, средняя и нижняя. Все проявления АВПД связаны с нижней и средней зонами; в верхней они, как правило, отсутствуют [2].

Благоприятные условия для формирования АВПД существуют в краевых прогибах платформ и во впадинах, находящихся в стадиях длительного прогибания (особенно, если в разрезе имеются глинистые или галогенные породы). К таким структурам можно отнести Прикаспийскую и Днепровско-Донецкую впадины, Предуральский прогиб и др.

Следует учитывать, что в процессе прогибания впадин повышение пластовых давлений может происходить также и вследствие расширения частиц пород, воды и газов по мере возрастания температур, в результате уменьшения пористости пород при выпадении из воды солей или образовании новых минералов [4]. Важным является также и то, что давления, возникающие в процессе погружения и уплотнения пород, выравниваются длительное время — от нескольких сотен тысяч до десятка миллионов лет [9].

Таким образом, гидродинамические и гидрогеохимические условия формирования подземных вод в земной коре тесно связаны с процессами диагенеза осадков и историей геологического развития структур. Причем нередко в одной и той же геологической структуре выделяются различные по строению, гидродинамическим условиям и гидрогеохимическим особенностям бассейны подземных вод, которые в той или иной степени связаны между собой и в целом образуют единые крупные гидродинамические системы как совокупность бассейнов подземных вод различного строения.

В связи с изложенным несомненно ценным является предложение А. М. Овчинникова о выделении водонапорных систем [10].

В настоящее время термин «водонапорная система» получил широкое распространение (В. Н. Корценштейн, А. А. Карцев, Г. П. Якобсон и др.). Однако смысл, вкладываемый исследователями в это понятие, не является однозначным.

Так А. М. Овчинников отмечал, что «...водонапорной системой называются бассейны подземных вод, находящиеся в самых разнообразных геологических условиях, которые могут быть более или менее четко оконтурены, исходя из анализа закономерностей формирования и распространения подземных вод» [11, 12].

А. А. Карцев под природной водонапорной системой понимает «...системы водоносных пластов и трещинных зон с заключенными в них напорными водами, обладающие общими условиями создания напора, а следовательно, и первоисточника движения» [8].

По генезису и механизму возникновения напора А. А. Карцев природные водонапорные системы подразделяет на два главных типа: элизионные и инфильтрационные (рис. 117).

Э л и з и о н н ы е системы характерны, как правило, для ранних периодов развития водонапорных систем платформ, предгорных прогибов и межгорных впадин. В элизионных системах напор создается за счет выжимания вод из уплотняющихся минеральных осадков в коллекторы и частично за счет уплотнения самих коллекторов с выжиманием вод из одних их частей в другие. Уплотнение осадков в таких системах происходит вследствие осадконакопления и геостатической нагрузки. Такой процесс называют геостатическим [8].

Не исключается также возможность уплотнения пород и выдавливания из них вод в результате геодинамического давления, возникающего при тектонических напряжениях. Такие элизионные водонапорные системы А. А. Карцев предлагает называть геодинамическими.

Элизионные водонапорные системы являются еще слабо изученными. Они обычно располагаются в пределах прогибающихся участков в океанических и морских впадинах или относительно молодых предгорных прогибах и межгорных впадинах.

Инфильтрационные водонапорные системы типичны для более поздних периодов геологического развития, протекающих

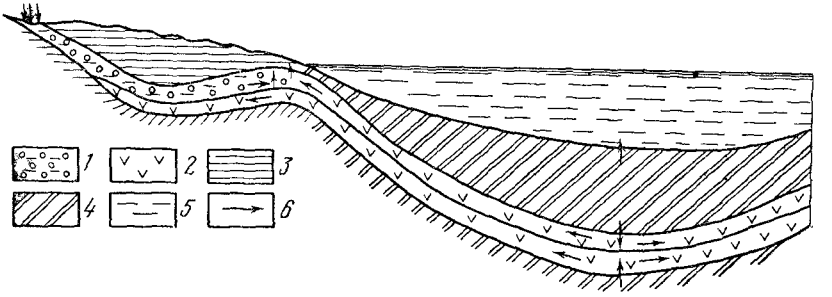


Рис. 117. Схема пространственных соотношений инфильтрационной и элизионной водонапорных систем в разрезе (по А. А. Карцеву):

1 — инфильтрационная водонапорная система; *2* — элизионная система; *3* — водоупорные породы; *4* — уплотняющиеся илы — глины; *5* — море; *6* — направление движения артезианских вод

преимущественно в континентальных условиях. Напоры в таких водонапорных системах создаются за счет инфильтрации атмосферных осадков и поверхностных вод в водоносные горизонты, т. е. за счет гидростатических давлений, имеющих место в областях питания и создания напора. Поэтому такие водонапорные системы А. А. Карцев называет гидростатическими.

В. А. Кудряков разработал гидродинамическую схему развития природных водонапорных систем (рис. 118).

Различные виды бассейнов подземных вод, рассмотренные выше, можно отнести в основном к инфильтрационным водонапорным системам (см. гл. XII). Однако некоторым водонапорным системам свойственно развитие одновременно инфильтрационного и элизионного режимов. Поэтому по механизму возникновения напора выделяется также смешанный тип водонапорных систем (Прикаспийская, Азово-Кубанская, Терско-Кумская и др.).

Необходимо отметить, что определение водонапорной системы, данное А. А. Карцевым, имеет большое сходство с понятиями «водоносный комплекс» и «гидрогеологический этаж» (см. гл. V). Деление водонапорных систем на элизионные и инфильтрационные является несколько упрощенным [3]. Понятие «инфильтрационная водонапорная система» по смыслу очень близка к понятию «артезианский бассейн» в общепринятой трактовке.

В природных условиях движение подземных вод является результатом одновременного действия большого числа разнообразных

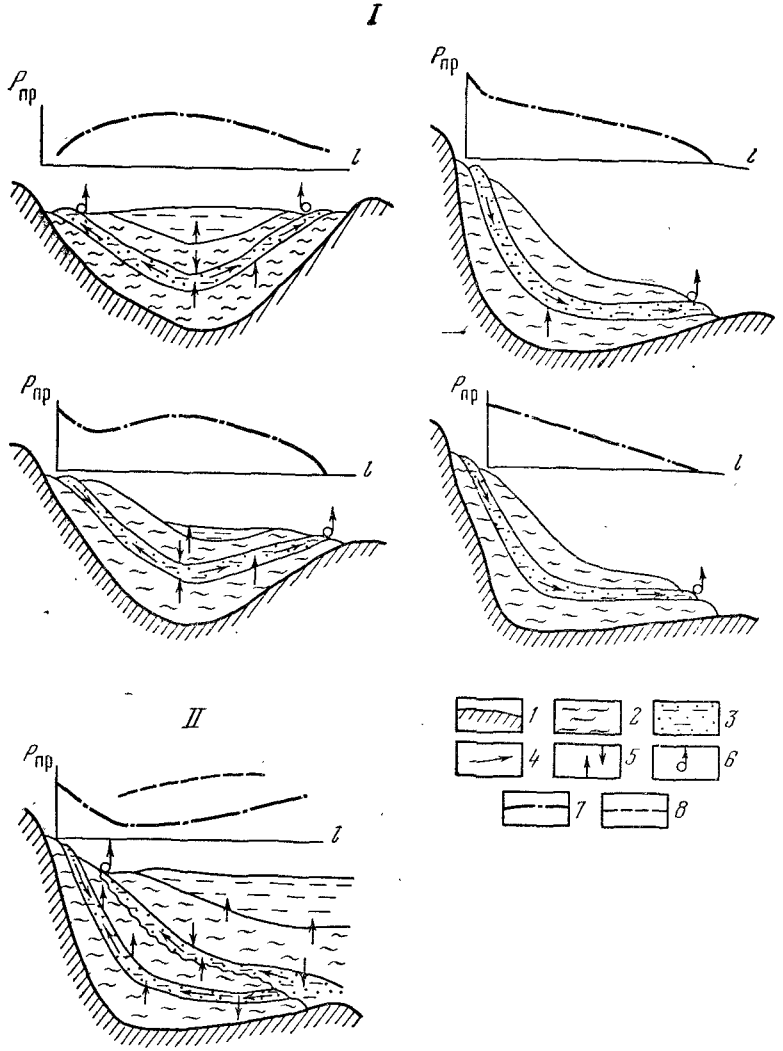


Рис. 118. Схема гидродинамического развития природных водонапорных систем (по В. А. Кудрякову):

I — первый гидрогеологический цикл; *II* — второй гидрогеологический цикл *1* — фундамент (нижний водоупор); *2* — глинистые породы; *3* — песчаные породы; *4* — направление потоков подземных вод; *5* — направление распыленной разгрузки; *6* — источники подземных вод, пьезометрические линии для водоносных горизонтов: *7* — нижнего, *8* — верхнего; $p_{пр}$ — приведенное давление; *l* — длина профиля

факторов. Соотношение между гравитационной и элизионной составляющими движения подземных вод может быть самым различным. Преобладание элизионной составляющей в периоды погружения

и седиментации, а гравитационной — в периоды воздымания и эрозии не является обязательным. Более того, в период погружения и седиментации в определенных условиях может преобладать гравитационное движение подземных вод [3].

При отсутствии в разрезе мощных толщ пластичных глин в элизионных водонапорных системах наиболее распространены, повидимому, не латеральные, а вертикальные потоки отжимаемых вод. В случае, если преобладающим является латеральное движение последних, то соотношение между элизионной и гравитационной составляющими, как правило, будет неодинаковым в разных частях территории бассейна. В частности, в их бортах практически должна преобладать гравитационная составляющая движения подземных вод [3].

В каждой конкретной геологической структуре, независимо от механизма формирования напоров, в отдельных бассейнах, водоносных комплексах и горизонтах существует в различной степени выраженная гидродинамическая взаимосвязь. Именно такая взаимосвязь в историческом развитии геологической структуры определяет гидрогеологические особенности водонапорной системы.

Исходя из изложенного и в развитие определения, данного А. М. Овчинниковым, под водонапорной системой следует понимать совокупность бассейнов (реже отдельные крупные бассейны) подземных вод самого различного строения, находящихся в одной или нескольких сопряженных геологических структурах, которая может быть более или менее четко оконтурена на основе геолого-структурных особенностей и анализа закономерностей формирования и распространения подземных вод.

В большем числе синеклиз на платформах, в предгорных прогибах, межгорных впадинах и в горно-складчатых областях по геолого-структурным особенностям и гидрогеологическим условиям выделяются, как правило, совокупности бассейнов подземных вод. Такие совокупности целесообразно называть водонапорными системами, а не «артезианскими бассейнами», так как последний термин, как отмечалось выше, характеризует только один из типов бассейнов.

§ 2. ГИДРОДИНАМИЧЕСКАЯ И ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ВОДОНАПОРНЫХ СИСТЕМ

Гидрогеологические условия геологических структур весьма разнообразны. Общим из них является зональное распределение подземных вод как в горизонтальном направлении, так и в вертикальном разрезе. Горизонтальная (широтная, географическая) зональность и вертикальная (геологическая) в разной степени связаны между собой и взаимоопределяют друг друга. Зональность грунтовых вод нами уже рассмотрена (см. гл. XI).

Горизонтальная зональность (наряду с вертикальной) наблюдается не только для горизонта грунтовых вод, но также в относительно неглубоко залегающих напорных водоносных горизонтах. Она четко выражается в смене общей минерализации (от пресных

до соленых и рассолов) и химического состава подземных вод от областей питания и создания напора к наиболее прогнутым частям водонапорных систем и областям разгрузки.

Ниже приведена характеристика вертикальной гидродинамической и гидрогеохимической зональности водонапорных систем.

Вопросы вертикальной гидродинамической и гидрогеохимической зональности бассейнов подземных вод разрабатывались Б. Л. Личковым, В. И. Вернадским, Ф. А. Макаренко, Н. К. Игнатовичем, И. К. Зайцевым, Г. Н. Каменским, Н. И. Толстихиным, К. В. Филатовым, А. М. Овчинниковым и др.

В последние годы во всех крупных региональных гидрогеологических обобщениях, включая многотомное издание по гидрогеологии СССР, рассматриваются вопросы гидродинамической и гидрогеохимической зональности водонапорных систем. Все исследователи признают постепенное замедление скорости движения воды с глубиной. Наибольшее влияние на развитие идеи о вертикальной гидродинамической и гидрогеохимической зональности бассейнов подземных вод оказали работы Н. К. Игнатовича [5].

А. Гидродинамическая зональность водонапорных систем

По интенсивности и условиям водообмена с дневной поверхностью выделяются три гидродинамические зоны: интенсивного (свободного, активного), замедленного (затрудненного) и весьма замедленного (весьма затрудненного) водообмена.

Здесь следует подчеркнуть, что для выделения указанных зон и проведения границ между ними никаких количественных критериев скоростей фильтрации или степени водообмена еще не существует, так как для такой характеристики пока нет достаточного количества соответствующих показателей. По этой причине при выделении данных зон их гидродинамические условия оцениваются разными исследователями весьма неоднозначно. Например, Н. К. Игнатович самую нижнюю гидродинамическую зону называл зоной застойного водного режима, а Ф. А. Макаренко зоной относительного покоя подземных вод. И. К. Зайцев предложил назвать ее зоной весьма затрудненного водообмена.

Для приближенных расчетов степени интенсивности водообмена Г. Н. Каменский предложил применять коэффициент водообмена, т. е. отношение количества воды, протекающей в течение года в пределах бассейна, к общему количеству воды, заключенной в бассейне. Этот принцип определения интенсивности водообмена можно применить к конкретному водоносному комплексу или горизонту. Однако при этом необходимо учитывать, что не только в бассейне, но даже в пределах одного водоносного горизонта водообмен осуществляется неравномерно вследствие анизотропности фильтрационных свойств пород и различия скоростей движения подземных вод.

Выделение трех зон в настоящее время также нельзя считать научно обоснованным. В конкретных гидрогеологических условиях

их можно выделить, вероятно, в большем и меньшем количестве. Все зависит от того, какие критерии будут приняты для их выделения.

Зона интенсивного водообмена располагается в верхней части земной коры и тесно связана с поверхностными водотоками и водоемами. Эта зона прослеживается примерно до глубины вреза наиболее крупных речных долин в каждом конкретном районе. Мощность ее изменяется в широких пределах: от 100 до 1000 м и более. Зона интенсивного водообмена характеризуется относительно большими скоростями фильтрации подземных вод. Действительные скорости движения подземных вод в этой зоне изменяются от сотен метров до 1 м в год [8]. Коэффициент водообмена варьирует примерно от 0,01 до 1, т. е. полный водообмен совершается в пределах от 1 до 100 лет [12].

Зона замедленного водообмена находится обычно глубже местных базисов дренирования водоносных горизонтов и комплексов. Глубина ее нижней границы условно определяется глубиной вреза морских впадин. Эта зона отличается значительно меньшими скоростями фильтрации и действительными скоростями движения подземных вод. Коэффициент водообмена в этой зоне изменяется в более широких пределах — от 0,01 до 0,000000001. Следовательно, водообмен в этой зоне на одних участках может осуществляться в течение 100 лет, а на других — в течение многих миллионов лет.

Зона весьма замедленного водообмена занимает наиболее глубокие части водонапорных систем (глубже 2—3 км). Фактические скорости латеральной фильтрации подземных вод обычно составляют десятые и сотые доли сантиметра в год [3]. Действительные скорости движения подземных вод в этой зоне обычно не превышают нескольких миллиметров в год, т. е. являются ощутимыми только в геологическом времени. Коэффициент водообмена обычно не превышает 0,000000001. Эта зона характеризуется высокими давлениями и температурами.

Необходимо также отметить, что в областях распространения многолетнемерзлых пород отмечаются очень сложные условия вертикальной зональности подземных вод (Н. А. Вельмина, О. Н. Толстихин и др.). В таких областях кроме трех гидродинамических зон, аналогичных охарактеризованным выше, О. Н. Толстихин выделяет четвертую зону, которая названа им зоной осложненного водообмена. Под последней понимается зона многолетнемерзлых пород с заключенными в них линзами межмерзлотных вод, находящихся в неоднородных условиях водообмена с дневной поверхностью. Н. А. Вельмина указывает, что в мерзлой зоне литосферы возможна инверсионная последовательность гидродинамических зон в пределах одних и тех же географических условий. Из особенностей динамики необходимо указать на то, что разгрузка подземных вод может происходить как в пределах местного базиса эрозии, так и выше и ниже его уровня. Изменения положения гидродинамических зон во времени обеспечивают смену условий

водообмена и вертикальной гидрогеохимической зональности. Таким образом, в целом гидродинамическая и гидрогеохимическая зональности более сложны, чем в артезианских бассейнах вне области мерзлой зоны.

Изложенное показывает, что гидродинамическая зональность водонапорных систем определяется многими взаимодействующими природными факторами.

В соответствии с линейным законом фильтрации (см. гл. VI) скорость движения подземных вод находится в прямой пропорциональной зависимости от коэффициента фильтрации пород и напорного градиента. В пределах одной и той же водонапорной системы при положении областей питания и разгрузки примерно на одинаковых гипсометрических отметках напорные градиенты обычно уменьшаются по мере увеличения глубины залегания водоносного горизонта, так как при этом с глубиной увеличивается расстояние между областью питания и разгрузки при одной и той же разности напоров. Такие условия наблюдаются обычно в водонапорных системах платформенного типа. Это является одной из причин замедления подземного стока с глубиной.

Следует иметь в виду, что скорость водообмена зависит также от скорости движения подземных вод, размеров водонапорных систем и объема коллектора в пределах конкретных водоносных комплексов или конкретной зоны. Чем больше водопроницаемость пород и меньше их объем, тем быстрее совершается в них водообмен даже при одних и тех же гидравлических уклонах потока.

Таким образом, основными факторами, определяющими вертикальную гидродинамическую зональность в областях отсутствия многолетнемерзлых пород, являются следующие: 1) соотношение отметок областей современного питания и разгрузки подземных вод; 2) коллекторские свойства пород водоносного горизонта или комплекса; 3) интенсивность эрозионного расчленения поверхности и глубина вреза речных долин; 4) характер климата (аридный, гумидный и т. п.).

По интенсивности водообмена наиболее благоприятные условия отмечаются в сочлененных мелких бассейнах горно-складчатых областей и в относительно небольших межгорных впадинах. Менее интенсивный водообмен показателен для крупных межгорных впадин, а также для водонапорных систем, связанных с горно-складчатыми областями. Наименьшие скорости водообмена свойственны для водонапорных систем платформенного типа, не связанных с горными системами, а также некоторых предгорных прогибов.

И. К. Зайцев и Н. И. Толстихин на основании анализа обширного регионального материала предлагают в артезианских бассейнах выделять два гидродинамических этажа: верхний, охватывающий зоны интенсивного и замедленного водообмена, и нижний, включающий зону весьма замедленного водообмена [4].

В верхнем этаже движение воды определяется гидростатическим напором и происходит от области питания и создания напора к области разгрузки. В нем отмечается сравнительно интенсивное движение

воды, замедляющиеся по мере увеличения изоляции водоносных пород от дневной поверхности водоупорными и слабоводопроницаемыми породами. Направление движения воды в этом этаже обусловлено положением водоразделов (области питания) и долин крупных рек и озерных впадин (область разгрузки).

В большинстве крупных артезианских бассейнов верхний гидродинамический этаж отделен от нижнего толщами регионально распространенных слабоводопроницаемых глин, мергелей или соленосных отложений. Такие толщи отмечаются в Волго-Уральской области, Днепровско-Донецкой впадине, Предкавказье, Прикаспийской впадине, Каракумском прогибе, Западной Сибири, Иркутском амфитеатре.

В нижнем гидродинамическом этаже направление движения подземных вод определяется геостатическим давлением и происходит от наиболее погруженных частей бассейна к его приподнятым частям. Такие гидродинамические условия сохраняются до смены прогибания артезианского бассейна (или отдельных его частей) поднятием. И. К. Зайцев и Н. И. Толстихин считают, что если процесс поднятия протекает длительное время, то геостатическое давление на глубине уравняется с давлением гидростатическим. Вследствие этого во всей обводненной толще пород артезианского бассейна движение воды будет происходить под действием гидростатического напора. Примерами могут служить водонапорные системы, связанные или с альпийской зоной складчатости (Карпаты, Крым, Кавказ, Копет-Даг и др.) или с более древними, но охваченными тектоническими движениями в альпийский цикл тектогенеза (Тянь-Шань).

Однако во многих водонапорных системах в нижнем гидродинамическом этаже отмечается нормальное гидростатическое давление, но региональное движение подземных вод, представленных рассолами, практически отсутствует вследствие недостаточности гидростатических давлений, формирующихся в области питания и создания напора, для вытеснения последних из глубоких частей впадин. Разгрузка рассолов в таких условиях, если и происходит, то в ничтожном количестве и только по тектоническим разломам и фациальным окнам. Примерами таких бассейнов являются Московский, Волго-Камский, Ангаро-Ленский и южная часть Якутского [4]. В таких бассейнах в нижнем этаже отмечается относительное гидродинамическое равновесие.

Б. Гидрогеохимическая зональность водонапорных систем

Гидрогеохимическая зональность тесно связана с гидродинамической в связи с тем, что факторы, определяющие гидродинамическую зональность, оказывают непосредственное влияние на формирование минерализации и химического состава подземных вод. Причем наибольшее влияние на формирование химического состава вод эти факторы оказывают в зоне интенсивного водообмена. В зонах

замедленного и особенно весьма замедленного водообменов гидродинамические показатели в формировании химического состава подземных вод выполняют, по-видимому, второстепенное значение. Кроме факторов, определяющих гидродинамические условия водонапорных систем, на формирование минерализации и химического состава подземных вод влияют такие показатели, как химический состав и литологические особенности водовмещающих пород, возраст геологических структур и история геологического развития, наличие многолетнемерзлых пород в разрезе, первоначальная минерализация и химический состав подземных вод, степень развития процессов замещения вод седиментационных инфильтрационными в пределах водонапорных систем и смешения вод различного генезиса.

Вслед за Н. К. Игнатовичем многие исследователи считают, что зона интенсивного водообмена характеризуется пресными водами гидрокарбонатного кальциевого состава. В зоне замедленного водообмена распространены воды умеренной минерализации и различного химического состава, но преимущественно сульфатные и хлоридные сульфатные. Зона застойного водного режима насыщена водами высокой минерализации в основном хлоридного натриевого и хлоридного кальциево-натриевого состава. Такое представление может быть принято в качестве общей схемы и только для отдельных областей.

Действительно, если в зоне интенсивного водообмена в геологическом строении принимают участие соленосные отложения, то в таких районах обычно формируются воды выщелачивания высокой минерализации и даже рассолы с концентрацией до 150 г/л и выше.

Далеко не везде выделяется зона сульфатных вод. Она характерна только для водонапорных систем, в геологическом разрезе которых присутствуют гипсы и ангидриты (Прибалтийская, Московская, Волго-Камская и др.). Во многих системах с глубиной пресные воды гидрокарбонатного кальциевого состава сменяются водами гидрокарбонатного натриевого, хлоридно-гидрокарбонатного натриевого или хлоридного натриевого состава невысокой минерализации [4].

Необходимо отметить, что более тесная зависимость установлена между гидродинамическими зонами и газовым составом подземных вод (В. И. Вернадский, М. С. Гуревич, И. К. Зайцев, А. М. Овчинников и др.) и распространением нефтяных и газовых месторождений.

По мере углубления и уменьшения интенсивности водообмена газы окислительной обстановки сменяются газами восстановительной (см. гл. X).

С учетом вышеизложенного можно дать следующую общую гидрогеохимическую характеристику гидродинамическим зонам.

Зона интенсивного водообмена характеризуется окислительной обстановкой, содержание кислорода в подземных водах достигает 15—20% и более; температура воды обычно невысокая, примерно до 25° С; преимущественно воды пресные и солоноватые, но при наличии в разрезе соленосных отложений встречаются соленые воды и рассолы. В этой зоне обычно отсутствуют промышленные залежи нефти, но широко распространены твердые битумы [13].

Зона замедленного водообмена характеризуется переходной обстановкой от окислительной к восстановительной, наличием вод с температурой примерно от 10 до 40° С и выше различного химического состава с минерализацией от 2—3 до 50 г/л и более (при наличии галогенных отложений). В этой зоне находятся крупные газовые и нефтяные месторождения, нередко с тяжелой и вязкой нефтью.

Зона весьма замедленного водообмена характеризуется восстановительной обстановкой среды, кислород, как правило, отсутствует. Температура воды изменяется от 40—50 до 100—150° С и выше, по составу они являются преимущественно хлоридными натриевыми, хлоридными кальциево-натриевыми, хлоридными натриево-кальциевыми и хлоридными кальциевыми с минерализацией от 50 до 500 г/л и более (бассейны с мощными толщами галогенных отложений).

Эта зона наиболее благоприятна для накопления и сохранения углеводородов, поэтому в ней формируются наиболее крупные нефтяные и газовые месторождения [13].

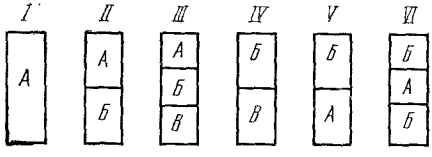


Рис. 119. Типы гидрогеохимических разрезов, по Н. И. Толстихину

Следует отметить, что в таком общем виде гидрогеохимическая зональность не может быть использована при составлении гидрогеологических карт и разрезов, так как отсутствуют конкретные признаки для проведения гидрогеохимических границ. Поэтому в начале 60-х годов коллектив института ВСЕГИИ (И. К. Зайцев, М. С. Гуревич, Е. Е. Белякова, Н. И. Толстихин) в качестве основного признака для выделения гидрогеохимических зон приняли степень минерализации подземных вод.

Они признали целесообразным различать три основные зоны — А, Б и В, которые характеризуются соответственно распространением в них пресных вод (до 1 г/кг), соленых (от 1 до 35 г/кг) и рассолов (от 35 до 350 г/кг и выше). Каждая зона подразделяется на несколько подзон [4].

Положение гидрогеохимических зон в вертикальном разрезе различных артезианских бассейнов или на разных участках одного и того же бассейна является неодинаковым.

По Н. И. Толстихину, наиболее обычным будет следующее расположение зон (рис. 119).

Первый тип разреза отмечается при неглубоком залегании водоупорного фундамента вблизи области питания; второй — характерен для участков, несколько удаленных от области питания; третий — наблюдается обычно в артезианских бассейнах при значительном удалении от области питания, этот тип представляет полный нормальный гидрогеологический разрез; четвертый тип разреза характерен для бассейнов, расположенных в условиях засушливого климата и развития процессов континентального засоления грунтовых вод; пятый и шестой типы представляют собой аномальные гидрогеохимические разрезы, являющиеся показательными для

участков водонапорных систем, на площади которых наблюдается гидрогеохимическая инверсия. Такие типы разрезов встречаются в артезианских бассейнах межгорных впадин и предгорных районов, особенно на площадях, где области питания и создания напора нижних водоносных комплексов и горизонтов расположены на более высоких абсолютных отметках, чем верхних. Нередко гидрогеохимическая инверсия наблюдается также в результате резкого различия коллекторских свойств пород смежных водоносных горизонтов. Кроме того, гидрогеохимическая инверсия нередко отмечается в водонапорных системах, в геологическом строении которых участвуют соленосные породы. Обычно по мере приближения к соленосной толще пород минерализация подземных вод увеличивается, а при удалении вниз по разрезу несколько уменьшается.

§ 3. ПОНЯТИЕ О МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

В процессе развития водонапорных систем и формирования подземных вод в природе образуются сложные месторождения пресных, минеральных, промышленных и термальных вод. Причем в некоторых водонапорных системах (например, платформенных областей и краевых прогибов) можно встретить месторождения различных типов подземных вод, которые находятся между собой в гидродинамическом взаимодействии.

Понятие «месторождение подземных вод», впервые введенное в гидрогеологическую литературу в 1934 г. А. М. Овчинниковым применительно к минеральным водам, позднее Г. Н. Каменским было распространено на пресные и промышленные воды [6, 7]. В настоящее время понятие о месторождениях подземных вод с успехом применяется многими исследователями (Н. А. Плотников, Н. И. Плотников, С. С. Бондаренко и др.).

Под м е с т о р о ж д е н и е м п о д з е м н ы х в о д понимают пространственно оконтуриваемые в пределах водонапорной системы скопления воды определенного состава и в количестве, достаточном для их экономически целесообразного извлечения и использования в народном хозяйстве для различных целей (водоснабжения, ирригации, лечебных целей, извлечения полезных компонентов, теплофикации и др.).

Н. И. Плотников выделяет (применительно к пресным водам) естественные и искусственные месторождения подземных вод. Под и с к у с с т в е н н ы м и понимают месторождения, которые могут быть созданы человеком в благоприятных геолого-структурных условиях [14].

Месторождения подземных вод в отличие от месторождений других видов полезных ископаемых (как рудных, так и нефти) отличаются своей динамичностью и относительно быстрой возобновляемостью ресурсов (для пресных вод). Например, при эксплуатации месторождений пресных вод их запасы не только расходуются, но и на многих площадях вновь создаются за счет привлечения речных вод и увеличения поступления инфильтрационных вод из областей питания.

Месторождения подземных вод, так же как и месторождения других видов полезных ископаемых, имеют свои контуры в плане и разрезе, определенные объемы (запасы). Однако контуры месторождения подземных вод постоянно изменяются под влиянием естественных факторов и искусственных причин.

В пределах промышленных месторождений оконтуриваются эксплуатационные участки, под которыми Н. А. Плотников и С. С. Бондаренко понимают часть территории месторождения, где по совокупности выделенных гидрогеологических и технико-экономических показателей рационально и рентабельно получать промышленные подземные воды в течение всего расчетного срока эксплуатации (обычно 25 лет). На месторождении могут быть один или несколько таких участков.

§ 4. СВЕДЕНИЯ О ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОМ РАЙОНИРОВАНИИ

Гидрогеологическое районирование территории в СССР является одной из важнейших форм научного обобщения региональных материалов о подземных водах. Оно призвано отражать те гидрогеологические закономерности, которые следуют из современных представлений о формировании подземных вод и условиях их распространения.

В значительной степени разнообразие факторов, учитываемых при районировании, определяется масштабом карты, поэтому оно разрабатывается обычно в строгом соответствии с масштабом и фактическим материалом, собранным по району.

В соответствии с назначением и масштабом карты различают: обзорное (мелкомасштабное) и специальное (средне- и крупномасштабное) районирование.

Кроме того, необходимо учитывать, что принципы районирования для грунтовых и артезианских вод различные.

Формирование грунтовых вод определяется в основном климатическими условиями, рельефом местности, литологическими особенностями пород и историей геологического развития района в неоген-четвертичное время и подчиняется в значительной степени общей природной географической зональности (см. гл. XI, § 4).

Формирование артезианских вод главным образом зависит от истории геологического развития района и тесно связано с историей формирования геологических структур, в которых они находятся. В основу обзорного районирования артезианских вод многими исследователями (А. Н. Семихатов, Б. Л. Личков, М. М. Васильевский, О. К. Ланге, Н. И. Толстихин, Г. Н. Каменский, А. М. Овчинников и др.) положен геолого-структурный признак.

Основной единицей гидрогеологического районирования являются артезианский бассейн или водонапорная система (А. И. Овчинников) и складчатые области, а теоретической основой — закономерности формирования и распространения подземных вод и их связь с геологическими структурами.

Из схем гидрогеологического районирования территории СССР, составленных в последние 20 лет, необходимо отметить схемы

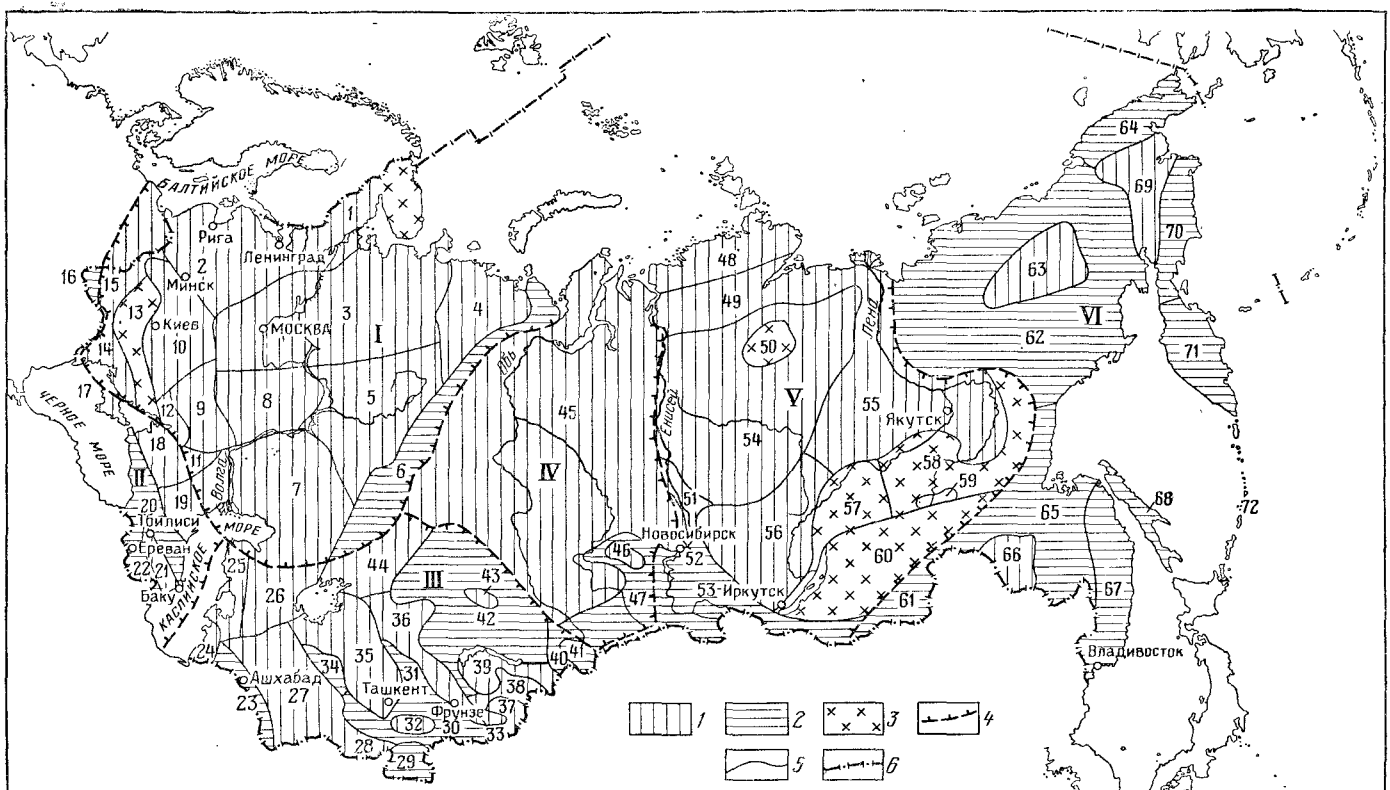


Рис. 120. Схема гидрогеологического районирования (схематизировано по А. М. Овчинникову):

1 — водонапорные системы платформ и межгорных впадин; *2* — сочлененные бассейны подземных вод горно-складчатых сооружений; *3* — бассейны трещинного типа вод в выступающих древних массивах; *4* — границы гидрогеологических областей; *5* — границы водонапорных систем; *6* — государственная граница СССР.

I — гидрогеологическая область Восточно-Европейской платформы и Урала. Водонапорные системы: 1 — трещинного типа вод Балтийского

щита, 2 — Прибалтийская, 3 — Московской синеклизы, 4 — Тимано-Печорская, 5 — Волго-Камская, 6 — складчатых сооружений Урала, 7 — Прикаспийская, 8 — Приволжской впадины, 9 — Донецко-Донская, 10 — Днепровская, 11 — Ергени, 12 — складчатых сооружений Донбасса, 13 — трещинного типа вод Уральского кристаллического массива, 14 — Причерноморская, 15 — Львовская

II — гидрогеологическая область зоны альпийской складчатости юга европейской части СССР. Водонапорные системы: 16 — складчатых сооружений Восточных Карпат, 17 — Крыма, 18 — Азово-Кубанская, 19 — Терско-Кумская, 20 — складчатых сооружений Большого Кавказа, 21 — Кура-Араксинской межгорной впадины, 22 — складчатых сооружений Малого Кавказа.

III — гидрогеологическая область Средней Азии и Восточного Казахстана. Водонапорные системы: 23 — складчатых сооружений Копет-Дага; 24 — Западно-Туркменского прогиба, 25 — Средне-Каспийская, 26 — плато Устюрт, 27 — Амударьинская (Каракумская), 28 — Таджикской депрессии, 29 — складчатых сооружений Памира, 30 — складчатых сооружений Южного и Центрального Тянь-Шаня, 31 — складчатых сооружений Каратау, 32 — Ферганской межгорной впадины, 33 — Иссыкгульской межгорной впадины, 34 — Кызылгумских останцовых гор, 35 — Сырдарьинская, 36 — Чуйской межгорной впадины, 37 — Илийской межгорной впадины, 38 — складчатых сооружений Джунгарского Алатау, 39 — Балхаш-Алакульской впадины, 40 — складчатых сооружений Тарбагатая, 41 — Зайсанской межгорной впадины, 42 — трещинного типа вод Центрального Казахстана, 43 — Караганднской мульды, 44 — Тургайской впадины.

IV — гидрогеологическая область Западно-Сибирской низменности и прилегающих районов Горного Алтая. Водонапорные системы: 45 — Западно-Сибирская, 46 — Салаирско-Кузнецкая, 47 — горных сооружений Алтая.

V — Восточно-Сибирской платформы и ее обрамления. Водонапорные системы: 48 — складчатых сооружений Таймыра, 49 — Хатангского краевого прогиба, 50 — трещинного типа вод Анабарского массива, 51 — трещинного типа вод Енисейского кряжа, 52 — складчатых сооружений Западного Саяна, 53 — складчатых сооружений Восточного Саяна, 54 — Тунгусской впадины, 55 — Якутской впадины, 56 — Алдано-Ленская, 57 — трещинного типа вод Патомо-Витимского нагорья, 58 — трещинного типа вод Алданского массива, 59 — Чульманской впадины, 60 — Прибайкалья и Забайкалья.

VI — гидрогеологическая область Верхояно-Колымской горной системы и Дальнего Востока. Водонапорные системы: 61 — складчатых сооружений верхнего течения р. Амура, 62 — Верхояно-Колымской горной страны, 63 — Срединного Колымского массива, 64 — Чукотской складчатой области, 65 — трещинного типа вод Приамурья и побережья Охотского моря, 66 — Зейско-Буреинской впадины, 67 — горно-складчатой области Сихотэ-Алиня, 68 — о-ва Сахалин, 69 — Пенжинско-Анадырской впадины, 70 — Корякской складчатой области, 71 — п-ова Камчатка, 72 — Курильских островов

Г. Н. Каменского, (1955 г.), Г. Н. Каменского, М. М. Толстихиной и Н. И. Толстихина (1959 г.), И. К. Зайцева и Н. И. Толстихина (1963 г.), А. М. Овчинникова (1966 г.), схему районирования к монографии «Гидрогеология СССР», составленную коллективом гидрогеологов (1963 г.), и карту гидрогеологических структур, разработанную коллективом института ВСЕГЕИ под редакцией И. К. Зайцева, Н. И. Толстихина и Е. А. Баскова (1974 г.), на которой впервые выделены субаквальные артезианские бассейны.

Несмотря на то что большинство исследователей основным признаком районирования признают геолого-структурный, а теоретической основой — закономерности формирования и распространения подземных вод и их связь с геологическими структурами, общепринятых принципов гидрогеологического районирования еще не существует.

В настоящее время наиболее распространены принципы гидрогеологического районирования, сформулированные Ф. П. Саваренским и Г. Н. Каменским и развитые в последнее время А. М. Овчинниковым, а также принципы, разработанные М. М. Васильевским и развиваемые И. К. Зайцевым и Н. И. Толстихиным.

В последнее время много внимания проблеме гидрогеологического районирования уделяет Н. А. Маринов (1967, 1974 гг.).

По условиям гидрогеологического развития водонапорных систем, особенностям распределения и формирования подземных вод, развивая идеи Г. Н. Каменского, А. М. Овчинников выделил шесть типов водонапорных систем [10,

11]. По существу это различные группы водонапорных систем, являющиеся результатом их геологического развития.

В региональном плане выделяются следующие характерные группы водонапорных систем: 1) платформенных областей и краевых прогибов; 2) крупных межгорных впадин; 3) горно-складчатых сооружений; 4) трещинного типа вод в кристаллических и метаморфических породах массивов и щитов.

По А. М. Овчинникову, водонапорные системы, расположенные в пределах крупных тектонических элементов и в той или иной степени связанные между собой, по некоторым признакам (геологическим, геоморфологическим, климатическим и др.) объединяются в крупные регионы.

На территории СССР выделяются шесть таких регионов (рис. 120).

Каждый регион объединяет несколько водонапорных систем.

За основу гидрогеологического районирования И. К. Зайцев и Н. И. Толстихин (1963 г.) рекомендуют принимать бассейны разных типов подземных вод. По характеру скоплений они выделяют два основных типа подземных вод: пластовые и трещинно-жильные. Последние подразделяются на классы.

Под бассейном подземных вод эти авторы понимают участок земли, характеризующийся преобладающим распространением того или иного типа подземных вод (одного или нескольких), общностью условий их формирования и отличающийся в этом отношении от соседних участков. Бассейн, по мнению И. К. Зайцева и Н. И. Толстихина, представляет собой гидрогеологическую структуру, или природный резервуар, заполненный водами. В пределах последнего происходит питание, накопление, разгрузка подземных вод.

И. К. Зайцев и Н. И. Толстихин выделяют два основных типа гидрогеологических структур: артезианские бассейны и гидрогеологические массивы или массивы трещинных и трещинно-жильных вод. Гидрогеологические массивы на платформах представляют собой антеклизы, в геосинклинальных областях — антиклинальные структуры.

Кроме отмеченных выше крупных гидрогеологических структур И. К. Зайцев и Н. И. Толстихин выделяют еще мелкие артезианские бассейны (наложенные мульды, близкие по своей структуре к артезианским бассейнам), вулканогенные супербассейны (подземные воды, связанные с вулканогенными образованиями) и др.

Системы артезианских бассейнов и гидрогеологических массивов, связанные между собой общностью формирования и распространения подземных вод, объединяются ими в гидрогеологические области артезианских бассейнов и складчатых областей.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексин А. А. О региональных направлениях движения подземных вод в крупных тектонических впадинах. — В кн. Научно-аналитические и тематические обзоры. Геол. исслед. на нефть и газ в Волго-Уральской обл. М., 1964, с. 81—85.

2. Аникеев К. А. Аномально высокие пластовые давления в нефтяных и газовых месторождениях. — «Труды ВНИГРИ». М., 1962, вып. 233. 168 с. с ил.

3. Гуревич А. Е., Капченко А. Н., Кругликов Н. М. Теоретические основы нефтяной гидрогеологии. Л., «Недра», 1972. 272 с. с ил.

4. Зайцев И. К., Толстихин Н. И. Закономерности распространения и формирования минеральных (промышленных и лечебных) подземных вод. М., «Недра», 1972. 280 с. с ил.

5. Игнатович Н. К. Гидрогеология Русской платформы. М., Госгеолиздат, 1948. 334 с. с ил.

6. Каменский Г. Н. Поиски и разведка подземных вод. М. — Л., Госгеолиздат, 1947. 313 с. с ил.

7. Каменский Г. Н. Гидрогеологическая зональность в распределении подземных вод. — «Труды МГРИ». М., т. 26, 1951, с. 65—74.

8. Карцев А. А. Гидрогеология нефтяных и газовых месторождений. Изд. 2-е. М., «Недра», 1972. 280 с. с ил.

9. Линецкий В. Ф. Гидрогеологическое значение больших избыточных давлений в закрытых структурах. — «Труды 1-го Укр. гидрогеол. совещ.», 1961, т. 1, с. 236—237.

10. Овчинников А. М. Основные принципы гидрогеологического районирования. — В кн.: Проблемы гидрогеологии. М., 1960, с. 106—109.

11. Овчинников А. М. Гидрогеологическое районирование СССР (учебное пособие по курсу «Гидрогеология СССР»). М., 1966. 20 с. (МГРИ).

12. Овчинников А. М. Гидрогеохимия. М., «Недра», 1970. 200 с. с ил.

13. Опалев А. Ф. Поддержание пластового давления с использованием естественной энергии напорных вод. М., «Недра», 1965. 172 с. с ил.

14. Плотников Н. И. Поиски и разведка пресных подземных вод для целей крупного водоснабжения. Ч. 1. М., Изд-во МГУ, 1965. 244 с. с ил.

Глава XVII

ПОНЯТИЯ ОБ ОСНОВНЫХ ВИДАХ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ РАБОТ И ИССЛЕДОВАНИЙ

§ 1. ОСНОВНЫЕ ВИДЫ И ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ВЫПОЛНЕНИЯ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ РАБОТ

К основным видам гидрогеологических исследований относятся гидрогеологическая съемка, буровые и горные работы, полевые опытно-фильтрационные и лабораторные работы, стационарные наблюдения за режимом подземных вод, геофизические исследования и некоторые другие [6].

В соответствии с действующей инструкцией по планированию и в целях обеспечения максимальной эффективности все геологоразведочные работы на подземные воды проводятся по следующим стадиям: 1) региональные геолого-геофизические и гидрогеологические работы масштабов 1 : 500 000—1 : 50 000; 2) поиски месторождений подземных вод; 3) предварительная разведка; 4) детальная разведка; 5) эксплуатационная разведка [3].

Региональные геолого-геофизические и гидрогеологические работы выполняются для комплексного геологического изучения территории СССР или отдельных ее регионов в целях общей оценки перспектив проведения дальнейших геологоразведочных работ, текущего и перспективного их планирования.

Поиски месторождений подземных вод (поисково-съемочные исследования) осуществляются как при проведении региональных гидрогеологических работ (в процессе планомерного государственного гидрогеологического картирования территории СССР в масштабах 1 : 500 000 и 1 : 200 000), так и при выполнении специальных поисковых работ, осуществляемых с целью обеспечения, например, водоснабжения конкретных объектов.

При проведении гидрогеологических исследований в региональном плане, когда еще нет конкретных заданий по водопотреблению отдельных объектов, в процессе осуществления планомерного гидрогеологического картирования должны быть выявлены и оконтурены перспективные площади распространения водоносных горизонтов (комплексов) с установлением границ месторождений подземных вод. На основе полученных материалов выполняется региональная оценка прогнозных естественных и эксплуатационных запасов подземных вод *, выделяются перспективные площади для проведения дальнейших поисково-разведочных работ.

---

* Эксплуатационные запасы подземных вод — расходы подземных вод в м³/сут, которые могут быть получены рациональными в технико-экономическом отношении каптажными сооружениями без ухудшения эксплуатационного режима и качества воды в течение амортизационного срока (25—30 лет).

На выявленных площадях месторождений подземных вод проводятся гидрогеологические исследования и буровые работы последовательно на предварительной и детальной стадиях разведки. Основная задача этих работ заключается в определении количества и качества находящихся в пределах выделенных границ месторождений эксплуатационных запасов подземных вод.

Эксплуатационная разведка проводится на площадях эксплуатируемых месторождений подземных вод и нередко начинается уже при строительстве водозаборных сооружений и продолжается при их эксплуатации с целью осуществления контроля и обеспечения наиболее рациональных условий промышленного освоения запасов подземных вод.

В соответствии с Постановлением ЦК КПСС и Совета Министров СССР «Об улучшении проектно-сметного дела» проектирование народнохозяйственных объектов осуществляется в две стадии: технический проект и рабочие чертежи. В простых природных условиях проектирование должно быть одностадийным — технический проект, совмещенный с рабочими чертежами (техно-рабочий проект).

При проектировании крупных народнохозяйственных объектов в сложных природных условиях нередко возникает необходимость в проведении гидрогеологических исследований для составления технико-экономических обоснований целесообразности проектирования и строительства намеченных объектов либо для составления схемы народнохозяйственного освоения того или иного района. Для гидрогеологического обоснования и обеспечения решения задач, соответствующих стадии технико-экономического обоснования и названным стадиям проектирования (технический проект и рабочие чертежи), выполняются гидрогеологические исследования, соответствующие по своей последовательности и значению следующим установленным стадиям: поисково-съемочной, предварительной разведки и детальной разведки.

Стадийность гидрогеологических исследований для каждого конкретного объекта обосновывается в зависимости от сложности природных условий изучаемой территории, степени их изученности, важности и сложности проектируемого инженерного объекта. При выполнении исследовательских работ для проектирования и строительства инженерных сооружений допускается объединение стадий гидрогеологических исследований или их исключение; для некоторых объектов проектирования (особо ответственных), наоборот, требуется полное и неукоснительное проведение комплекса исследований по всем установленным стадиям.

Более детальное рассмотрение стадийности проведения гидрогеологических исследований, их содержания, методики выполнения и характера решаемых задач дается в курсе «Методика гидрогеологических исследований» [6] и методических указаниях [1, 9].

При проведении гидрогеологической съемки в районах с недостаточным количеством водных пунктов нередко закладываются одиночные поисковые (чаще неглубокие) гидрогеологические скважины. Материалы таких скважин дают возможность установить количество

водоносных горизонтов, глубину их залегания от поверхности, мощности и напоры воды [4, 5]. Из части таких скважин для получения сведений о водообильности водоносных горизонтов и физико-химических свойствах воды проводятся пробные откачки воды (см. § 4).

Первые поисковые на воду скважины рекомендуется закладывать на перспективных участках, выделяемых по результатам изучения геологического строения и геоморфологических особенностей района. Такие участки могут намечаться также по результатам геофизических работ, предшествующих заложению скважин.

Существенно подчеркнуть, что вне зависимости от характера задания и стадии исследований полевые работы при поисках и разведке подземных вод должны начинаться с обстоятельного изучения геолого-литологического разреза, геологической структуры и закономерностей распространения водоносных горизонтов и комплексов.

В результате гидрогеологических исследований, выполненных на детальной стадии, должны быть освещены с достаточной для целей проектирования точностью следующие вопросы: 1) закономерности распространения водоносных горизонтов и изолирующих их водоупорных пластов; 2) основные источники питания подземных вод и условия их формирования; 3) гидравлическая связь между смежными водоносными горизонтами и взаимосвязь подземных и поверхностных вод; 4) примерное соотношение динамических и статических запасов подземных вод на участках первоочередного заложения водозаборов (при разрешении вопросов водоснабжения); 5) эксплуатационные запасы подземных вод по различным промышленным категориям с указанием контуров, в границах которых они были подсчитаны; 6) качество подземных вод; 7) режим подземных вод в естественных условиях и его прогноз на период эксплуатации; 8) краткое описание геолого-литологического строения и гидрогеологических условий разведанных участков; 9) необходимость и возможность создания зон санитарной охраны.

§ 2. СВЕДЕНИЯ О КОМПЛЕКСНОЙ ГЕОЛОГО-ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СЪЕМКЕ И СОДЕРЖАНИИ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ КАРТ

Геолого-гидрогеологическую комплексную съемку принято рассматривать как основной метод поисков подземных вод.

В настоящее время считается общепризнанным, что гидрогеологическая съемка имеет комплексный характер и должна в обязательном порядке выполняться одновременно с геологической съемкой и геоморфологическими наблюдениями. Только при наличии геологической карты соответствующего масштаба гидрогеологическая съемка осуществляется самостоятельно с широким использованием и тщательной увязкой всех водопроявлений с данными о литологии пород, структурно-геологической обстановкой и др.

Итак, под гидрогеологической съемкой понимается комплексное полевое исследование, основной задачей которого является изучение водоносности пород с ориентировочным выявлением запасов подземных вод.

При гидрогеологических съемках с различной степенью детальности, зависящей от задания и масштаба съемки, изучают следующие природные явления и искусственные выработки, служащие основным (опорным) материалом для составления гидрогеологических карт: 1) источники и другие выходы подземных вод; 2) шахтные колодцы и скважины; 3) материалы по действующим и недействующим водозаборам подземных вод; 4) поверхностные водотоки и водоемы; 5) физико-геологические явления, обусловленные деятельностью подземных вод (карст, оползни, суффозия, просадки, заболачивание, засоление почв и др.); 6) геоморфологические элементы рельефа местности; 7) геоботанические показатели; 8) материалы аэрофотосъемки.

Полевые методы изучения каждого из названных выше факторов подробно освещены как в специальных методических руководствах и указаниях [7—11], так и учебных пособиях [6].

По масштабам гидрогеологические съемки подразделяются на: мелкомасштабные (1 : 1 000 000 — 1 : 500 000), среднемасштабные (1 : 200 000—1 : 100 000) и крупномасштабные (1 : 50 000—1 : 25 000 и крупнее). Мелкомасштабные съемки проводятся в районах с простыми геолого-гидрогеологическими условиями, а более крупные масштабы используются на площадях со сложными условиями.

В зависимости от целевого назначения выделяются общие государственные и специальные гидрогеологические съемки. Основной целью общей гидрогеологической съемки является планомерное и комплексное гидрогеологическое изучение и картирование территории СССР для выявления закономерностей распространения и условий формирования различных типов подземных вод. Такие съемки проводятся в мелком и среднем масштабах. По материалам съемки составляется сводная гидрогеологическая карта территории СССР. Кроме основной гидрогеологической карты полезно составлять дополнительные карты, например гидрогеохимическую, ресурсов подземных вод и др.

Специальные гидрогеологические съемки осуществляются для гидрогеологического обоснования проектирования различных инженерных сооружений (водоснабжения, орошения, осушения, гидротехнических сооружений, горной промышленности и др.), которые выполняются обычно в крупном и реже в среднем масштабах.

В процессе полевых съемочных работ составляются гидрогеологические карты (или карта) и геолого-гидрогеологические разрезы. При этом существенно подчеркнуть, что построение гидрогеологической карты не может сводиться только к обобщению данных по изучению водных пунктов. Гидрогеологическая карта должна служить основой при прогнозе в отношении выбора наиболее водообильных участков, постановки и проведения на них в последующем предварительных и детальных гидрогеологических исследований.

При широком распространении в изучаемом районе водоносных и водоупорных пород четвертичного возраста кроме геолого-гидрогеологической карты дочетвертичных отложений, являющейся основной для характеристики сравнительно глубоких водоносных

горизонтов и комплексов, должна быть составлена отдельная геолого-гидрогеологическая карта четвертичных образований.

На гидрогеологических картах принято показывать (обычно цветом): площади распространения водоносных горизонтов и комплексов с указанием геологического возраста водовмещающих пород; площади питания, транзита и разгрузки; направление движения подземных вод; глубину залегания водоносных горизонтов; водоупорные пласты, выходящие на поверхность; количество и качество воды. При картировании на гидрогеологическую карту наносятся только водоносные горизонты и комплексы, которые были установлены по водным пунктам; количество водных пунктов должно соответствовать кондициям гидрогеологической съемки данного масштаба.

На гидрогеологических разрезах показываются: состав водоносных и водоупорных пород (в виде колонок); глубины залегания и величины напоров водоносных горизонтов; дебиты воды по скважинам и величина ее минерализации. Гидрогеологические разрезы строятся по таким направлениям, которые позволяют полнее отобразить основные пути питания, движения и разгрузки подземных вод. Как показывают примеры практики, глубоко залегающие водоносные горизонты наглядно отражаются именно на разрезах.

Закономерности, отображенные на гидрогеологической карте, обстоятельно освещаются в пояснительной записке, в которой конкретно (без излишеств) описываются все водоносные горизонты и комплексы, состав и водообильность пород, глубина залегания и напоры, условия формирования, особенности режима, величина общей минерализации и химический состав подземных вод.

Особое место в пояснительной записке должно быть уделено обоснованному прогнозу целесообразности использования подземных вод в различных отраслях народного хозяйства или наиболее эффективным мерам по борьбе с подземными водами при подземном строительстве и разработке залежей твердых полезных ископаемых [6]. Освещаются вопросы охраны подземных вод от истощения и загрязнения.

§ 3. НЕКОТОРЫЕ ТРЕБОВАНИЯ К СПОСОБАМ ПРОХОДКИ И КОНСТРУКЦИЯМ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ СКВАЖИН

К основным требованиям принято относить способы проходки гидрогеологических и другого назначения скважин, их конструкции, применяемую методику наблюдений и определений основных параметров в процессе бурения.

Вскрытие и изучение водоносных горизонтов и комплексов осуществляется по результатам проходки горных выработок (чаще скважин). Такие выработки позволяют выявить как геолого-литологическое строение, так и особенности гидрогеологических условий разведуемой территории. С целью получения необходимых расчетных параметров из некоторых таких скважин проводятся откачки (см. § 4).

Для бурения скважин гидрогеологического назначения чаще применяются вращательный (роторный), ударно-канатный и комбинированный способы бурения.

Вращательное бурение. Проходка скважин вращательным бурением с глинистой промывкой обусловливает известную глинизацию водоносных пород, что приводит к снижению их проницаемости. Глинизация распространяется в пласте на некоторое расстояние от стенок буровой скважины. К существенным недостаткам вращательного способа бурения относятся: трудность документации геологических и гидрогеологических данных, необходимость выполнения глинизации и разглинизации пород через стволы скважин и др.

Значительные осложнения возникают при установлении водообильности вскрытых водоносных горизонтов и выявлении качественного состава вод. Эти трудности усугубляются на интервалах чередования водоносных песков и водоупорных глин. Как известно из практики, при опробовании водоносных горизонтов, пройденных вращательным способом с глинистой промывкой, много времени уходит на подготовительные работы, что, естественно, увеличивает стоимость бурения скважин.

Из положительных сторон вращательного бурения необходимо отметить следующие: значительная скорость и возможность бурения скважин на большие глубины (до 1800 м), что приводит к существенной экономии обсадных труб.

Ударно-канатное бурение. Этот способ применяется в районах, где слабо изучены геолого-литологические и гидрогеологические условия с частой сменой водоносных и водонепроницаемых пластов; он показывает хорошие результаты на площадях распространения безнапорных и слабонапорных водоносных горизонтов.

При ударно-канатном способе резко возрастает (по сравнению с вращательным бурением) количество колонн и значительно увеличиваются диаметры обсадных труб; этот способ позволяет проходить скважины с большим начальным диаметром (более 500 мм). Ударно-канатный способ нередко используется в районах, где затруднена доставка воды для промывки ствола скважины в процессе бурения.

При проходке в крепких породах используют колонковое бурение, которое вполне обеспечивает тщательное изучение состава вскрываемых пород и регистрацию в них водоносных горизонтов. Основным недостатком колонкового способа является ограниченный диаметр скважин, препятствующий откачиванию воды высокопроизводительными насосами при опробовании откачками водоносных горизонтов. Его применение гарантирует тщательную геологическую и гидрогеологическую документацию скважин.

Комбинированное бурение. Данный способ применяется примерно при тех же природных условиях, что и ударно-канатный. Он показывает положительные результаты на площадях, где верхняя часть геологического разреза и находящиеся в ней водоносные горизонты изучены в большей мере по сравнению с горизонтами, расположенными ниже; метод также применим для площадей, на которых

наиболее ценные (в практическом отношении) водоносные горизонты установлены в нижней части разреза.

Как в названных, так и в других природных условиях с целью сокращения сроков проходки скважин, экономии материалов и уменьшения ассигнований используют комбинированный способ бурения, заключающийся в том, что верхняя часть геолого-литологического разреза, залегающая над основным объектом изучения (водоносным горизонтом или комплексом), проходится скоростным и экономически выгодным вращательным бурением, а нижняя — ударно-канатным. Такой способ бурения дает возможность осуществлять с требуемой точностью геолого-гидрогеологическую документацию в процессе проходки с последующим проведением высококачественного опробования водоносного горизонта (горизонтов).

В гидрогеологической практике наряду с применением рассмотренных выше основных методов бурения используются также шнековый и другие способы бурения.

Способы проходки гидрогеологических скважин, требования к их конструкции и оборудованию принимаются в соответствии с нормативами Госстроя СССР [2].

§ 4. ВОПРОСЫ МЕТОДИКИ ПРОВЕДЕНИЯ ОТКАЧЕК

Одним из основных видов при изучении месторождений подземных вод и решении многих других гидрогеологических задач является определение расчетных гидрогеологических параметров как водоносных пластов, так и горных пород зоны аэрации. Для определения расчетных гидрогеологических параметров, характеризующих фильтрационные свойства и водообильность горных пород, применяются различные методы, целесообразность и эффективность использования которых зависит от стадии и технических способов проведения исследований, от содержания задания, природных условий и других факторов.

К основным полевым методам опробования относят: 1) откачки; 2) наливы и нагнетания в скважины; 3) наливы в шурфы; 4) экспресс-методы; 5) определение параметров по данным режимных наблюдений; 6) геофизические методы; 7) моделирование.

Первые четыре метода относятся к основным видам полевых опытно-фильтрационных работ и поэтому являются преобладающими в практике проведения гидрогеологических исследований. Именно они обеспечивают получение наиболее эффективных и достоверных определений расчетных гидрогеологических параметров: расхода откачиваемой воды, величины снижения уровня, коэффициента фильтрации, радиуса влияния, водоотдачи пород, коэффициента пьезопроводности (уровнепроводности), показателя несовершенства скважин и др. Определение этих и других расчетных гидрогеологических параметров дается в курсе «Динамика подземных вод».

В зависимости от целевого назначения откачки принято подразделять на пробные, опытные и пробно-эксплуатационные.

Пробные откачки проводятся обычно из одиночных скважин или шурфов на одну-две ступени понижения уровня и являются кратко-

временными (одна-три рабочие смены на каждое понижение уровня). Получаемые при этом материалы используют для предварительной гидрогеологической оценки водоносности пластов обследуемого района.

Опытные откачки осуществляются на детальной стадии разведки на специально выбранных участках, где проходятся одна центральная и несколько наблюдательных скважин или шурфов. Опытные откачки могут также одновременно проводиться из нескольких скважин. При глубоком залегании статического уровня подземных вод от поверхности опытные откачки выполняются из одиночных скважин на несколько ступеней (три-четыре) понижения уровня, причем продолжительность откачек обусловливается скоростью формирования депрессионных воронок.

Пробно-эксплуатационные откачки выполняются в следующих природных условиях: 1) в районах, имеющих сложное геологическое строение и не менее сложные гидрогеологические особенности; 2) в областях распространения малых несущих воду геологических структур (например, при проектировании водозабора из обводненной зоны тектонического нарушения, имеющего ограниченное протяжение, или из артезианского бассейна малых размеров с небольшой площадью питания); 3) при водозаборе прирусловых и подрусловых вод в области многолетней мерзлоты в зимнее время, когда вследствие глубокого промерзания запасы подземных вод резко уменьшаются; 4) при проектировании водозабора из аллювиальных отложений, воды которых гидравлически связаны с речными водами, питающими подземные потоки; 5) в районах развития трещинного и карстового типов, а также и пластово-поровых подземных вод с неявно выраженными направлениями движения потоков; 6) в приморских районах, где подземные пресные воды гидравлически связаны с солеными морскими водами, и др.

На всех перечисленных (и некоторых других) площадях для установления минимальных запасов подземных вод в периоды отсутствия питания организуют и проводят длительные пробно-эксплуатационные откачки из одиночных или группы взаимодействующих скважин. Длительность откачек определяется отрезками времени, в течение которых отсутствует питание подземных вод, или же временем, за которое загрязненные речные или соленые морские воды достигнут эксплуатационных скважин. Обычно они продолжаются от одного до нескольких месяцев. Производительность откачек должна быть постоянной и близкой к запроектированному дебиту водозабора [6, 11].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Организация и производство гидрогеологической съемки масштабов 1 : 200 000—1 : 100 000. М., Госгеолтехиздат, 1957. 120 с. Авт.: К. И. Антоненко, Н. А. Титов, Е. Г. Чаповский, М. В. Чуринов.

2. Госстрой СССР СНиП П-31—74. Водоснабжение. Наружные сети и сооружения. М., Стройиздат, 1975. 150 с. с ил.

3. Инструкция по планированию геологоразведочных работ. М., 1974. 83 с. (ВИЭМС).

4. Климентов П. П. Основные требования к способам проходки и конструкциям гидрогеологических скважин. — «Изв. вузов. Геология и разведка», 1958, № 12, с. 123—130.

5. Климентов П. П. Гидрогеологические исследования при бурении на термальные воды. — «Изв. вузов. Геология и разведка», 1961, № 9, с. 94—107.

6. Климентов П. П. Методика гидрогеологических исследований. М., Госгеолтехиздат, 1961. 390 с. с ил.

7. Методическое руководство по гидрогеологической съемке масштабов 1 : 1 000 000—1 : 500 000 и 1 : 200 000—1 : 100 000. М., Госгеолтехиздат, 1961. 320 с. с ил.

8. Методическое руководство по производству гидрогеологической съемки в масштабах 1 : 50 000 и 1 : 25 000. М., Госгеолтехиздат, 1962. 372 с. с ил.

9. Методические указания по гидрогеологической съемке на закрытых территориях в масштабах 1 : 500 000, 1 : 200 000 и 1 : 50 000. М., «Недра», 1968. 176 с. с ил.

10. Методические указания по гидрогеологической съемке на закрытых территориях в масштабах 1 : 500 000, 1 : 200 000 и 1 : 50 000. (Варианты гидрогеологических карт). М., «Недра», 1969. 16 с.

11. Справочное руководство гидрогеолога. Т. 2. Л., «Недра», 1967. 360 с. с ил.

Глава XVIII

ПУТИ ДАЛЬНЕЙШЕГО РАЗВИТИЯ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОЙ НАУКИ

Данные только «Общей гидрогеологии» — одного из многих курсов гидрогеологии — показывают, что последняя является сложной комплексной наукой, охватывающей широкий круг вопросов и обеспечивающей решение самых разнообразных проблем и задач народного хозяйства, связанных с использованием подземных вод и мерами борьбы с ними.

В подлинную научную отрасль знаний гидрогеология выросла после Великой Октябрьской социалистической революции. Всего за 59 лет она сделала гигантский скачок в своем развитии.

Гидрогеология как одна из наук геологической области знаний призвана разрешать проблему обеспечения необходимых условий для жизни людей и развития промышленности и сельского хозяйства, т. е. задачи, решаемые методами гидрогеологии, имеют самое непосредственное отношение к развитию материально-технической базы коммунизма.

В настоящее время в условиях научно-технической революции развитие гидрогеологии происходит еще более бурными темпами. В этих условиях предвидеть дальнейшие пути развития науки можно только на сравнительно непродолжительный период времени — 25—30 лет.

Состояние, научные проблемы и пути развития гидрогеологии обстоятельно освещались в статьях и докладах виднейших гидрогеологов нашей страны (Г. Н. Каменский, В. А. Приклонский, 1957 г.; О. К. Ланге, 1962, 1969 гг.; А. М. Овчинников, 1967 г. и др.). Эти вопросы продолжают также обсуждаться многими исследователями и в настоящее время (Л. С. Балашов, И. В. Гармонов, 1965 г.; В. М. Шестаков, 1969 г.; Н. И. Плотников, 1973 г.; П. Ф. Швецов, А. А. Коноплянцев, В. М. Швец, 1973 г. и др.).

При этом существенно отметить, что по основным проблемам развития гидрогеологии высказываются самые различные точки зрения.

Известно, что движущей силой развития и дальнейшего совершенствования любой науки являются требования практики и степень разработки фундаментальных теоретических проблем. Однако в гидрогеологии до настоящего времени теоретические основы по некоторым разделам разработаны еще слабо, что признается почти всеми исследователями.

В этом отношении справедливым является упрек в адрес гидрогеологов бывшего министра геологии СССР академика А. В. Сидоренко. В предисловии к первому тому «Гидрогеология СССР» (1966 г.) он отмечает: «...несмотря на огромное значение подземных вод

в жизни человека и в геологических процессах, гидрогеология все еще не играет той роли в науках о Земле, которой она заслуживает. Гидрогеология, первоначально возникшая и развивающаяся как наука о подземных водах, в основном все еще остается наукой, обслуживающей водохозяйственные проблемы и изучающей воды верхней части земной коры, наиболее доступной для эксплуатации... Геологическую науку интересуют конкретные сведения о геологической и геохимической роли воды во всей многокилометровой толще земной коры... Пока еще очень мало работ, посвященных изучению роли воды в геологических процессах, процессах минералообразования и преобразования осадка в горную породу, выявлению роли воды в закономерностях миграции, рассеяния и концентрации элементов в земной коре, а соответственно в формировании месторождений полезных ископаемых» [2].

Анализ объективных предпосылок развития гидрогеологии как науки и результаты обсуждения путей дальнейшего развития этой науки многими исследователями дают возможность наметить некоторые проблемы, которыми предстоит заниматься коллективу гидрогеологов в ближайшие годы.

Ниже приводится перечень основных гидрогеологических проблем на ближайшую перспективу.

1. Происхождение воды на Земле и формирование подземной гидросферы. Это — одна из важнейших теоретических проблем гидрогеологии. Происхождение воды на Земле тесно связано с происхождением Земли как планеты. Разработка данной проблемы требует коллективного усилия геологов, астрономов, гидрогеологов, метеорологов, гидрологов, океанографов, химиков, физиков и других специалистов.

Основное внимание должно быть обращено на изучение истории развития системы Земля — гидросфера — атмосфера — биосфера: происхождение и эволюция Земли, атмосферы, гидросферы, установление генезиса солености вод океанов, возникновение жизни на Земле, формирование современной атмосферы, образование круговорота воды в природе и закономерностей формирования подземных вод. Решению проблемы могут оказать неоценимую услугу результаты изучения космического пространства, Луны и планет Солнечной системы.

Работа над этой проблемой требует различных методов исследования (геологических, геохимических, гидрохимических, ядерно-физических, изотопных и др.) и немыслима без постановки экспериментальных исследований.

2. Комплексное изучение водонапорных систем, истории их гидрогеологического развития и условий формирования месторождений пресных, минеральных, промышленных и термальных вод. Это комплексная фундаментальная теоретическая и практическая проблема.

Подземная гидросфера состоит из водонапорных систем, представляющих собой совокупность бассейнов подземных вод различного строения. Подземные воды этих бассейнов в той или иной степени

гидравлически связаны. Каждая водонапорная система характеризуется свойственной ей историей геологического и гидрогеологического развития, что в конечном итоге определяет современные геотермические, гидродинамические и гидрогеохимические условия.

Гидрогеохимические процессы в системе порода — вода — газ — органическое вещество — микроорганизмы также должны рассматриваться в их историческом развитии.

Нарушение гидродинамических условий в водонапорной системе, вызванное естественными (тектонические движения, понижение базиса эрозии и т. д.) или искусственными (отбор подземных вод, нефти, газа, создание водохранилищ, пополнение ресурсов подземных вод и т. д.) причинами, приводит к перераспределению подземных вод, изменению существующих гидрогеохимических и других равновесий и направленности физико-химических процессов.

Всевозрастающие отборы подземных вод вызывают значительное изменение их естественного режима в водонапорной системе. В связи с этим возникает необходимость комплексного и более глубокого изучения водонапорных систем.

В перспективе разведка подземных вод в пределах водонапорной системы должна проводиться комплексно для всех типов подземных вод, используемых в народном хозяйстве. Оценка их ресурсов (и эксплуатационных запасов) и использование подземных вод также должны осуществляться с учетом взаимодействия, возможного перетока и изменения химического состава подземных вод.

Важной задачей при решении этой проблемы является типизация водонапорных систем по особенностям их гидрогеологического развития, строения и современных гидродинамических и гидрогеохимических условий.

В дальней перспективе необходимо стремиться к проектированию и созданию действующих электронных макетов водонапорных систем земной коры.

3. Проблема обеспечения населения, промышленности и сельского хозяйства пресной подземной водой — одна из важнейших проблем мирового масштаба. ЮНЕСКО эту проблему по значению для жизни людей планеты считает второй после проблемы борьбы с голодом.

Перспективы обеспечения населения и народного хозяйства водой неразрывно связаны с использованием пресных поверхностных и подземных вод, а также с разработкой эффективных методов опреснения солоноватых и соленых вод.

Необходимо отметить, что, как известно, подземные воды являются одним из наиболее устойчивых источников пресных вод высокого качества.

Основными задачами по этой проблеме на ближайшее время являются: а) изучение взаимодействия поверхностных и подземных вод в различных природных и искусственных условиях; б) развитие и усовершенствование методов оценки ресурсов пресных подземных вод на основе моделирования и применения ЭВМ; в) оценка ресурсов пресных подземных вод на всей территории СССР; г) разработка

теоретических основ и методов пополнения ресурсов пресных подземных вод; д) изучение и оценка ресурсов солоноватых и соленых подземных вод как резерва их искусственного опреснения и пополнения; е) изучение режима подземных вод в процессе эксплуатации водоносных горизонтов и комплексов.

4. Проблема инженерного обеспечения строительства и мелиоративного освоения крупных земельных территорий. Данная проблема является комплексной. Она имеет большое практическое значение. По своему содержанию указанная проблема охватывает многие современные задачи в области прикладных разделов гидрогеологии: прогноз гидрогеологических условий при гидротехническом строительстве, на массивах орошения и осушения земель, при отработке месторождений полезных ископаемых, на площадках гражданского и промышленного строительства и других объектах.

5. Изучение роли подземных вод в геологических процессах и формировании рудных, нефтяных и газовых месторождений. Известно, что названная проблема имеет огромное теоретическое и практическое значение. Она тесно связана с проблемой комплексного изучения водонапорных систем и истории геологического развития, а также с геологическими разделами науки, изучающими месторождения рудных полезных ископаемых, нефти и газа. Для ее разработки потребуются коллективные усилия гидрогеологов, геологов, геохимиков, минералогов, химиков, физиков и других специалистов.

В работе по этой проблеме первостепенными являются восстановление истории геологического развития соответствующей геологической структуры, и диагенеза осадков и палеогидрогеологический анализ. При изучении проблемы важно установить происхождение подземных вод, возможное положение древних областей питания и разгрузки, возраст подземных вод, гидродинамические и гидрогеохимические условия, существовавшие в водоносных горизонтах и комплексах, литологические особенности пород, химический состав подземных вод с выявлением содержания в них различных компонентов. Другими словами, необходимо установить во времени те изменения, которые происходили в системе порода — вода — газ — органическое вещество и микроорганизмы.

Успешная работа по этой проблеме требует применения всего арсенала геологических, геохимических и гидрогеологических методов исследования и обязательного проведения экспериментальных работ.

6. Проблема использования подземных вод для лечебных целей, комплексного извлечения микрокомпонентов и теплофикации.

Условия залегания, распространения и формирования, методы разведки, геологопромышленной оценки и эксплуатации минеральных, промышленных и термальных вод имеют много общего, поэтому целесообразно их рассматривать в одной проблеме.

В перспективе важной задачей исследований по данной проблеме является дальнейшая разработка наиболее рациональных методов

разведки подземных вод на больших глубинах, оценки их ресурсов и возможности эксплуатации.

В будущем использование минеральных вод в бальнеологических целях непрерывно будет расширяться и возрастать как в традиционных курортных районах (Кавказские Минеральные Воды, Кавказское побережье Черного моря, Грузия, Армения, Азербайджан, Средняя Азия и т. д.), так и в новых районах, особенно в Западной и Восточной Сибири и на Дальнем Востоке.

Возможность извлечения из подземных вод и рассолов редких и рассеянных элементов привлекает все большее и большее внимание исследователей. Интерес к подземным водам как к жидкому химическому сырью для извлечения полезных компонентов будет возрастать по мере отработки и использования месторождений рудных полезных ископаемых. Кроме иода и брома, которые уже извлекаются в СССР из подземных вод, в настоящее время разрабатываются технологические схемы получения других редких элементов (бор, литий, рубидий и др.).

С помощью гидрогеологических методов решается проблема использования глубинного тепла Земли для выработки электроэнергии, теплофикации городов и населенных пунктов, развития теплично-парникового хозяйства.

Необходимо отметить, что познание законов геотермики кроме практического интереса имеет научное значение. Оно может по-иному осветить геохимические процессы, протекающие в недрах Земли, и уточнить существующие представления о гидротермальных и метаморфических явлениях.

7. Разработка гидрогеологических основ захоронения промышленных стоков в глубокие горизонты земной коры и создания подземных хранилищ нефтепродуктов и сжиженных газов.

По мере роста народонаселения и увеличения промышленного производства, возникновения новых отраслей промышленности, развития атомной энергетики и т. п. будет возрастать объем промышленных стоков, одним из путей ликвидации которых является захоронение их в глубокие водоносные горизонты, воды которых еще не используются в народном хозяйстве, или в изолированные полости и пласты горных пород.

В принципе захоронение токсичных промстоков не должно проводиться в водоносные горизонты даже на больших глубинах. Только за редким исключением и при очень тщательных геологическом и гидрогеологическом обоснованиях, как указывают А. Е. Ходьков и Г. Ю. Валуконис, захоронение токсичных отходов возможно в искусственные полости, сооруженные в водоупорных породах, и при условии гарантии их полной изоляции на длительный период времени [11].

Захоронение нетоксичных промстоков, особенно отработанных вод иодо-бромных предприятий, попутных нефтяных вод, нередко осуществляют в те горизонты, из которых подземные воды были получены. При этом обычно предварительно проводят тщательные гидродинамические расчеты.

Решение задачи захоронения промстоков требует весьма тщательного изучения гидродинамических и гидрогеохимических условий водонапорных систем, коллекторских свойств пород водоносных горизонтов и комплексов, положения областей питания и разгрузки, взаимосвязи вод водоносных горизонтов и комплексов между собой и других вопросов.

В содержание этой проблемы включаются также задачи, связанные с созданием подземных хранилищ нефтепродуктов и сжиженных газов. Создание подземных хранилищ требует решения многих научных и практических задач: установление условий залегания толщ непроницаемых пород, обеспечивающих безопасное хранение углеводородного топлива без потерь, изучение их физических, химических и механических свойств.

8. Разработка теоретических основ добычи полезных ископаемых методом подземного выщелачивания. Эта проблема является частью наиболее общей проблемы разработки новых бесшахтных методов добычи полезных ископаемых (геотехнология). Она имеет важное научное и практическое значение.

Роль гидрогеологических исследований в решении различных задач рассматриваемой проблемы исключительно велика. Основными задачами гидрогеологии по этой проблеме являются: детальное геологическое и гидрогеологическое изучение месторождений полезных ископаемых с целью установления возможности добычи полезных компонентов методом подземного выщелачивания и обоснование оптимальных гидрогеохимических и гидродинамических условий отработки месторождений.

9. Дальнейшее развитие гидрогеохимических методов поисков рудных месторождений. Гидрогеохимические методы поисков рудных месторождений успешно разрабатываются и внедряются в практику гидрогеологических и геологических исследований. Перспективным направлением являются поиски скрытого оруденения по гидрогеохимическим критериям [3].

Основным направлением исследований служит выяснение условий образования, зональность, состав, размеры и особенности проявления водных ореолов рассеяния рудных тел, залегающих ниже местных базисов эрозии.

Решение задач поисков скрытого оруденения должно базироваться на исследовании состава подземных вод и проведении моделирования природных процессов формирования водных ореолов рассеяния, рудных месторождений, изучении форм миграции основных элементов-индикаторов рудных месторождений, моделировании процессов выщелачивания рудных компонентов из пород и их осаждения из подземных вод, а также изучении изотопного состава рудных компонентов в природных водах [3].

10. Охрана подземных вод от истощения и загрязнения. Актуальность проблемы исключительно велика и поэтому она тесно связана с глобальной международной проблемой охраны природы или окружающей среды.

Следует еще раз подчеркнуть, что забота об охране природы,

в частности о подземных водах, дело не только государственных органов, поскольку это большая общенародная задача, которая непосредственно касается и каждого из нас.

В нашем социалистическом обществе названная проблема вполне разрешима, о чем свидетельствуют конкретные мероприятия, проводимые партией и правительством, и решения XXIV и XXV съездов КПСС.

Дальнейшее развитие гидрогеологии требует создания новых технических средств для проведения гидрогеологических исследований, технического перевооружения экспериментальной базы, еще более широкого внедрения в практику гидрогеологических исследований метода гидрогеологического моделирования на АВМ и применения ЭВМ, совершенствования физико-химических, ядерно-физических, изотопных и других методов исследований.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Балашов Л. С., Гармонов И. В. Состояние и пути развития теоретических проблем гидрогеологии. — «Вест. АН СССР», 1965, № 9, с. 32—39.

2. Гидрогеология СССР. Т. 1. М., «Недра», 1966. 424 с. с ил.

3. Голева Г. А. Гидрогеохимические поиски скрытого оруденения. М., «Недра», 1968. 292 с. с ил.

4. Каменский Г. Н., Приклонский В. А. Современные проблемы гидрогеологии. — «Вест. АН СССР», 1957, № 10, с. 54—59.

5. Климентов П. П., Кононов В. М. Содержание современной гидрогеологической науки. — «Изв. вузов. Геология и разведка», 1972, № 12, с. 68—75.

6. Ланге О. К. О некоторых проблемах гидрогеологии. — В кн.: Сб. статей по вопросам гидрогеологии и инженерной геологии. 1962, с. 41—49.

7. Ланге О. К. Гидрогеология. М., «Высшая школа», 1969. 366 с.

8. Ланге О. К., Плотников Н. И. К вопросу о современном содержании гидрогеологии. — В кн.: Сб. статей «Вопросы гидрогеологии». 1973, с. 41—49.

9. Овчинников А. М. Гидрогеология и перспективы ее развития в свете решения народнохозяйственных задач в СССР. — «Изв. вузов. Геология и разведка», 1967, № 10, с. 99—106.

10. Плотников Н. И. Современные проблемы гидрогеологии. — «Советская геология», 1973, № 2, с. 36—44.

11. Ходьков А. Е., Валуконис Г. Ю. Формирование и геологическая роль подземных вод. Л., Изд-во ЛГУ, 1968. 216 с. с ил.

12. Швецов П. Ф., Коноплянцев А. А., Швец В. М. Современное содержание, основные направления и организационные формы развития гидрогеологии в СССР. — «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1973, № 2, с. 56—66.

13. Шестаков В. М. Основные этапы развития советской школы динамики подземных вод и задачи дальнейших исследований. — «Бюлл. МОИП», 1969, № 1, с. 139—146.

Абсолютная влажность воздуха 34
Аномально высокое пластовое давление 319
Артезианские воды 244
Артезианский бассейн 245
— склон 255
Атмосферные осадки 35

Бактериологический анализ воды 167
Баланс подземных вод 206
Бассейны грунтовых вод 212
Бугры пучения 296

Верховодка 209
Вечная мерзлота 280
Виды бурения гидрогеологических скважин 341
— воды в горных породах 81, 82
— откачек 342
Вкус и привкус воды 140
Влагоемкость пород полная 70
Вода в атмосфере 33
— в почвенном слое 205
— в твердом состоянии 87
— гравитационная 86
— капиллярная 84
— конституционная 88
— кристаллизационная 88
Вода парообразная 82
— прочносвязанная 82
— рыхлосвязанная 83
— связанная 82
Водные свойства горных пород 69
Водный баланс 56
Водонапорная система 320, 323
Водоносность закарстованных пород 270
— трещиноватых пород 266
Водоносные породы 109
Водоносный горизонт 110
— комплекс 111
Водоотдача пород 71
Водопроницаемость пород 74
Водородный показатель воды 144
Водоупор 109
Водоупорные (водонепроницаемые) породы 109
Восстановительная обстановка 193
Восходящий источник 249
Выпадение солей из воды 196
Выщелачивание и растворение 194
Вязкость воды 142

Газы подземных вод 158
Гейзеры 313
Гелиотермозона 96
Геоизотермы 104
Геотермическая ступень 102
Геотермический градиент 101
Геотермозона 101
Гигроскопическая влагоемкость пород 70
Гидравлический градиент 122
Гидрогеология месторождений полезных ископаемых 24
Гидрогеологическая карта 340
— наука 3
— съемка 338
Гидрогеологический этаж 112
Гидрогеологическое моделирование 26
— районирование 331
Гидрогеохимия 23
Гидрогеохимическая зональность 327
Гидрограф речной 52
Гидродинамическая зональность 324
Гидроизогипсы 216
Гидроизопьезы 254
Грунтовые воды 211
— — выщелачивания 226
— — континентального засоления 226
Грунтовый поток 212

Денитрификация 202
Десульфатизация 202
Дефицит влажности воздуха 35
Деятельный слой 280
Динамика подземных вод 22
Диффузия 198

Жесткость воды 154

Запах подземных вод 140
Зеркало грунтовых вод 211
Зона аэрации 107
— весьма замедленного водообмена 325
— замедленного водообмена 325
— интенсивного водообмена 325
— насыщения 109
Зональность грунтовых вод 226

Инфильтрационная водонапорная система 321
— теория 180
Ионосфера 33
Испарение 39
Испаряемость 39

Капиллярность пород 74, 75
Карты гидроизопьез 253, 257
Катионный обмен 199
Классификация подземных вод 114
Коллекторские свойства пород 81
Коллоиды 157
Конденсационная теория 181
Концентрирование воды 197
Коэффициент влажности 80
— водопроводимости 128
— пористости 64
— проницаемости 129
— стока 49
— фильтрации 122, 127
Криогенные явления 296
Криогидрогеология 26
Круговорот большой 55
— внутренний 55
— малый 55
Кяризы 238, 239

Ламинарное движение подземных вод 121
Лизиметрическая площадка (установка) 43
Линейный закон фильтрации подземных вод А. Дарси 122, 123

Макрокомпонентный состав воды 149
Максимальная молекулярная влагоемкость пород 70
Межмерзлотные воды 290
Межпластовые ненапорные воды 214
Мелиоративная гидрогеология 25
Мерзлая толща 280
Мерзлый массив 280
Месторождения подземных вод 330
Метаморфическая обстановка 193
Методика гидрогеологических исследований 23
Микробиологические процессы 200
Микрокомпонентный состав воды 155
Микроорганизмы подземных вод 160, 161
Минерализация воды 147
Минеральные (лечебные) подземные воды 300
Модуль стока 48
Мощность водоносного горизонта 110, 128, 212

Наземные наледи 297
Надмерзлотные воды 286
Начальный напорный градиент 127
Недостаток насыщения 73
Нелинейный закон фильтрации А. А. Краснопольского 125
Неустановившаяся фильтрация воды 131
Нисходящий источник 214

Общая гидрогеология 22
Окислительная обстановка 192
Окислительно-восстановительный потенциал 145
Органические вещества подземных вод 160
Основные виды гидрогеологических исследований 336
— — грунтовых вод 229
Относительная влажность воздуха 35

Палеогидрогеология 26
Плотность воды 141
Подземные воды атмосферного генезиса 186
— — магматического генезиса 189
— — метаморфического генезиса 190
— — морского генезиса 187
— — тектонических нарушений 269
Подземная гидросфера 107
Подземные наледи 296
Подмерзлотные воды 292
Подозерные несквозные талики 288
Подрусловые несквозные надмерзлотные талики 288
Полевой химический анализ воды 163
Полный химический анализ воды 164
Пористость горных пород 63
— динамическая 63, 69
— капиллярная 63
— некапиллярная 63
— открытая 63, 68
Породы-коллекторы 81
Почвенный испаритель (эвапарометр) 42
Присклоновые надмерзлотные несквозные талики 289
Прозрачность подземных вод 139
Промышленные подземные воды 308
Проницаемость пород 74
Пояс постоянных годовых температур 99

Радиоактивность подземных вод 144
Радиоактивные минеральные воды 307
— элементы воды 156
Радиогидрогеология 24
Разгрузка грунтовых вод 221
Расход реки 47
Региональная гидрогеология 25
Режим подземных вод 206
Ресурсы (запасы) подземных вод 261

Седиментационная теория 183
Сероводородные (сульфидные) минеральные воды 305
Сжимаемость воды 141
Сквозные водоносные межмерзлотные талики 290

Скорость фильтрации воды 120
— фильтрации воды критическая 124
Смешение вод 195
Сокращенный химический анализ воды 163
Специальный химический анализ воды 164
Стадии исследований 337
Стратосфера 33
Субартезианский бассейн 256
Субмаринные несквозные надмерзлотные талики 289
Сухой остаток воды 147

Талик 280
Температура подземных вод 138
Температуропроводность пород 94
Теплоемкость пород 93
Теплопроводность пород 92
Термальные подземные воды 311
Термоизогипсы 104
Термоизоклины 104
Термокарст 298
Типы естественного режима грунтовых вод 207, 208
— химических анализов воды 163
Транспирация 44
Транспирационный коэффициент 44
Трещины выщелачивания и растворения 265
Тропосфера 33
Турбулентное движение воды 121

Углекислые минеральные воды 303
Установившаяся фильтрация воды 132
Учение о месторождениях подземных вод 25
— о минеральных водах 24
— о режиме и балансе подземных вод 26

Фильтрация воды 119

Цвет подземных вод 139

Электропроводность подземных вод 143
Элизионная водонапорная система 320

Ювенильная теория 184

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие 3

Введение 5

Глава I. **Основные этапы и пути развития гидрогеологической науки** 15

Глава II. **Распределение воды на земном шаре и общий круговорот ее в природе** 33

§ 1. Вода в атмосфере 33
§ 2. Вода на поверхности земли и в земной коре 39
§ 3. Понятие о поверхностном и подземном стоках 45
§ 4. Общий круговорот воды в природе 54
§ 5. Понятие о водном балансе 56
§ 6. Пути преобразования круговорота воды 60

Глава III. **Водно-физические и коллекторские свойства горных пород. Виды воды в горных породах** 69

§ 1. Пористость горных пород 69
§ 2. Водные свойства горных пород 69
§ 3. Понятие о породах-коллекторах и их коллекторских свойствах 81
§ 4. Виды воды в горных породах 81

Глава IV. **Основные понятия о тепловом режиме земной коры. Геотермические зоны и их характеристика** 90

§ 1. Общие сведения о тепловом режиме земной коры 90
§ 2. Виды теплопередачи и температурные свойства горных пород . 91
§ 3. Геотермические зоны и их характеристика 96
§ 4. Общие понятия о геотемпературном поле и методах его изучения 103
§ 5. Практическое применение геотермических методов для решения гидрогеологических задач 105

Глава V. **Строение подземной гидросферы. Классификация подземных вод** 107

§ 1. Строение подземной гидросферы 107
§ 2. Понятие о водоносных и водоупорных породах 109
§ 3. Основные элементы гидрогеологической стратификации 110
§ 4. Классификация подземных вод 114

Глава VI. **Основные законы движения подземных вод в зоне насыщения** 119

§ 1. Основные понятия о фильтрации 119
§ 2. Основной закон фильтрации подземных вод 122
§ 3. Пределы применимости закона А. Дарси 124
§ 4. Понятие о коэффициентах фильтрации, водопроводимости и проницаемости 127
§ 5. Понятие об установившейся и неустановившейся фильтрации подземных вод 131

Глава VII. **Физические свойства и химический состав подземных вод. Растворенные газы и органические вещества** 134

§ 1. Строение молекулы и структурные особенности жидкой воды . . 134
§ 2. Физические свойства подземных вод 137
§ 3. Водородный показатель воды и понятие об окислительно-восстановительном потенциале 144

§ 4. Ионно-солевой состав и основные химические свойства подземных вод . . . 147
§ 5. Растворенные газы в подземных водах . . . 158
§ 6. Органические вещества и микроорганизмы в подземных водах . . 160

Глава VIII. Обработка, систематизация и классификация химических анализов подземных вод . . . 163

§ 1. Типы химических анализов . . . 163
§ 2. Формы выражения результатов химических анализов . . . 164
§ 3. Контроль результатов химического анализа . . . 165
§ 4. Оценка качества воды для питьевых целей . . . 166
§ 5. Систематизация и классификация химических анализов подземных вод . . . 168

Глава IX. Происхождение воды и формирование гидросферы на Земле 176

§ 1. Происхождение воды на Земле и история формирования гидросферы . . . 176
§ 2. Теории происхождения подземных вод . . . 180

Глава X. Формирование химического состава подземных вод . . . 186

§ 1. Основные генетические типы подземных вод . . . 186
§ 2. Факторы и геохимические обстановки формирования химического состава подземных вод . . . 191
§ 3. Процессы формирования химического состава подземных вод . . 193
§ 4. Критерии установления генетических типов подземных вод . . . 202

Глава XI. Верховодка и грунтовые воды . . . 205

§ 1. Вода в почвенном слое . . . 205
§ 2. Понятие о режиме и балансе подземных вод . . . 206
§ 3. Верховодка . . . 209
§ 4. Грунтовые воды . . . 211
А. Определение и условия залегания . . . 211
Б. Поверхность грунтовых вод . . . 215
В. Связь грунтовых вод с водами поверхностных водотоков и водоемов . . . 218
Г. Условия питания и разгрузки грунтовых вод . . . 221
Д. Зональность грунтовых вод . . . 226
Е. Основные виды грунтовых вод по условиям залегания и их характеристика . . . 229

Глава XII. Артезианские воды . . . 244

§ 1. Условия залегания и виды бассейнов артезианских вод . . . 244
А. Артезианские бассейны . . . 245
Б. Артезианские склоны . . . 255
В. Субартезианские бассейны . . . 256
§ 2. Построение и анализ карт гидроизопьез . . . 257
§ 3. Особенности режима артезианских вод . . . 259
§ 4. Понятие о запасах и ресурсах артезианских вод и их использовании . . . 261

Глава XIII. Подземные воды в трещиноватых и закарстованных породах . . . 264

§ 1. Некоторые данные о трещиноватости пород . . . 264
§ 2. Водоносность трещиноватых пород . . . 266
§ 3. Подземные воды зон крупных тектонических нарушений . . . 269
§ 4. Водоносность закарстованных пород . . . 270

Глава XIV. Подземные воды мерзлой зоны литосферы . . . 280

§ 1. Общие понятия о многолетней мерзлоте и ее распространении . . 280
§ 2. Основные типы подземных вод мерзлой зоны литосферы и их характеристика . . . 286

А. Надмерзлотные воды 286
Б. Межмерзлотные воды 290
В. Подмерзлотные воды 292
§ 3. Криогенные явления 296

Глава XV. Понятие о минеральных лечебных, промышленных и термальных водах и их практическом использовании 300

§ 1. Минеральные лечебные воды 300
§ 2. Промышленные воды 308
§ 3. Термальные воды 311

Глава XVI. Сведения о природных водонапорных системах и их зональности. Понятия о месторождениях подземных вод и гидрогеологическом районировании 318

§ 1. Понятие о природных водонапорных системах земной коры . . 318
§ 2. Гидродинамическая и гидрогеохимическая зональность водонапорных систем 323
А. Гидродинамическая зональность водонапорных систем . . . 324
Б. Гидрогеохимическая зональность водонапорных систем . . . 327
§ 3. Понятие о месторождениях подземных вод 330
§ 4. Сведения о гидрогеологическом районировании 331

Глава XVII. Понятия об основных видах гидрогеологических работ и исследований 336

§ 1. Основные виды и последовательность выполнения гидрогеологических работ 336
§ 2. Сведения о комплексной геолого-гидрогеологической съемке и содержании гидрогеологических карт 338
§ 3. Некоторые требования к способам проходки и конструкциям гидрогеологических скважин 340
§ 4. Вопросы методики проведения откачек 342

Глава XVIII. Пути дальнейшего развития гидрогеологической науки 345

Указатель специальных терминов 352

ИБ № 1481

Петр Платонович Климентов
Георгий Яковлевич Богданов

Общая гидрогеология

Редактор издательства *А. И. Панова*
Переплет художника *Ф. Н. Буданова*
Художественный редактор *В. В. Евдокимов*
Технический редактор *А. Е. Матвеева*
Корректор *Е. И. Микрякова*

Сдано в набор 17/XI 1976 г.
Подписано в печать 11/III 1977 г.
Т-06121. Формат 60 × 90¹/₁₆. Бумага № 2.
Печ. л. 22,5. Уч.-изд. л. 25,68. Тираж 16 700 экз.
Заказ 1359/6478-2. Цена 1 р. 26 к.

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12,
Третьяковский проезд, 1/19.
Ленинградская типография № 6 Союзполиграфпрома при Государственном комитете Совета Министров СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли.
196006, Ленинград, Московский пр., 91.

УВАЖАЕМЫЙ ТОВАРИЩ!

В издательстве «Недра»
готовятся к печати новые книги

ВАЛЯХ В. М., ЧАПОВСКИЙ Е. Г. Аэрофотометоды при региональных инженерно-геологических исследованиях в аридных районах. 14 л. 1 р. 40 к.

В книге показано, что в пределах аридных территорий Казахстана ускоренные методы инженерно-геологического картирования опираются главным образом на рациональное комплексирование аэрометодов с наземными работами. Рассмотрена количественная оценка — объективизация — получаемой инженерно-геологической информации при региональных инженерно-геологических исследованиях, а также возможность использования методов стереоизмерений.

Впервые рассмотрены возможности инженерно-геологического дешифрирования радарных снимков, а также дано аналитическое сравнение этого метода с дешифрированием среднемасштабных черно-белых аэроснимков.

Книга содержит рекомендации по применению аэрометодов при линейных инженерно-геологических исследованиях на акваториях.

Книга рассчитана на инженеров-геологов и гидрогеологов, занятых в области средне- и мелкомасштабного картирования в аридных районах, а также может быть использована как учебное пособие для студентов геологоразведочных специальностей.

ГИДРОДИНАМИЧЕСКИЕ и физико-химические свойства горных пород. 25 л. 2 р. 90 к. Авт.: Веригин Н. Н., Васильев С. В., Саркисян В. С., Шержуков Б. С.

В монографии рассмотрены полевые и лабораторные методы определения параметров горных пород, водоносных пластов и скважин: проницаемости, пьезопроводности, активной пористости, гидроемкости (водоотдачи, дефицита насыщения) капиллярного вакуума, влагопереноса при неполной насыщенности грунтов. Изложены экспресс-методы оценки этих параметров посредством кратковременных откачек, наливов и нагнетаний в процессе бурения скважин, методика опытных наливов и индикаторных опытов в шурфах, методики оценки параметров по данным наблюдений за режимом подземных вод, а также по гидрографу рек.

Книга предназначена для изыскателей, проектировщиков и строителей, а также студентов гидрогеологических, гидротехнических и горных факультетов и вузов.