

П. П. КЛИМЕНТОВ

Общая

гидро-
геология

П. П. КЛИМЕНТОВ

Общая гидро- геология

Издание четвертое,
переработанное и дополненное

Допущено
Министерством высшего и среднего специального
образования СССР в качестве учебника для гидрогеологической специальности средних специальных учебных заведений



МОСКВА «ВЫСШАЯ ШКОЛА» 1980

ПРЕДИСЛОВИЕ

Рецензент:

Кузьмин М. П. (Московский областной
геологоразведочный техникум)

Климентов П. П.

К 49 Общая гидрогеология: Учебник для гидрогеологических средних специальных учебных заведений. — 4-е изд., перераб. и доп. — М.: Высш. школа, 1980. — 303 с., ил.

75 к.

В учебнике описаны происхождение подземных вод, условия их залегания, закономерности распространения и движения в земной коре, физические свойства, состав, режим и их взаимодействие с окружающей средой. Издание дополнено материалом по вопросам строения подземной гидросферы, типам химических анализов воды, систематизации и классификации анализов подземных вод. В учебнике также отражены вопросы рационального использования и воспроизводства природных ресурсов.

Предназначается для учащихся геологоразведочных техникумов. Может быть полезен учащимся смежных специальностей, инженерно-техническим работникам геологоразведочных партий и экспедиций.

К 26.326—477 224—80 1004080000 ББК 26.326
601(01)—80 552

© ИЗДАТЕЛЬСТВО «ВЫСШАЯ ШКОЛА», 1980

Гидрогеология (геология подземных вод) — наука о подземных водах (водных растворах) земной коры. Она изучает геологическую роль, происхождение, формирование, закономерности распространения, движение и режим подземных вод, а также их физические, химические, бактериальные и радиоактивные свойства. Подземные воды, рассматриваемые в неразрывной связи и взаимодействии с другими видами природных вод и горными породами, являются одним из наиболее важных и активных видов геологической материи, существенно влияющих на ход геологических процессов земной коры и условия ее образования. Поэтому их детальное изучение имеет большое научное и особенно практическое значение.

Таким образом, гидрогеология, изучающая подземные воды как своеобразное природное тело Земли и наиболее важное полезное ископаемое, — одна из основных научных отраслей геологии и относится к циклу естественноисторических наук. Об этом Д. И. Соколов (1839) писал: «...при успешном бурении артезианских колодцев нельзя также обойтись без познаний геологических...». Позднее акад. Ф. П. Саваренский (1935) указывал, что подземные воды находятся в пластах земной коры и условия их залегания, движения и химический состав зависят от литологических особенностей водоносных пород. Б. Л. Личков (1955) подчеркивал, что «...гидрогеологию из науки о подземных водах следует превратить в науку о геологии подземных вод...».

Гидрогеология также тесно связана с циклом гидрологических наук, изучающих природные воды земной планеты. Благодаря этому, а также 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 [11, 14].

В учебнике нашли отражение решения и постановления партии и правительства последних лет о дальнейшем совершенствовании высшего и среднего специального образования, требования непрерывно развивающегося народного хозяйства, которое может успешно и планомерно расти только при нормальном обеспечении все возрастающего водопотребления. Освещены вопросы охраны природы.

За последнее время по различным отраслям естественных наук, и, в частности, по гидрогеологии опубликовано много теоретических, методических и фактических данных, позволяющих в значительной мере более конкретно и целенаправленно осветить основные положения учебника по «Общей гидрогеологии», являющегося первым фундаментальным курсом по специальности, на основе содержания которого изучаются все остальные гидрогеологические дисциплины.

В качестве основного пособия при работе над данным четвертым изданием учебника были использованы третье издание учебника «Общая гидрогеология» (1971) и новый учебник для высших технических учебных заведений «Общая гидрогеология» П. П. Климентова и Г. Я. Богданова (1977).

Руководствами служили и другие учебники и учебные пособия, написанные для геологоразведочных факультетов, горных вузов и университетов известными советскими учеными: Ф. П. Саваренским, А. М. Овчинниковым, Г. В. Богомоловым, О. К. Ланге и др. (см. краткий список литературы).

Впервые в гидрогеологической практике в соответствии с действующими учебными программами автор стремился теснее увязать основные положения содержания учебников для учащихся геологоразведочных техникумов, и для студентов геологоразведочных специальностей высших технических учебных заведений.

Учебник «Общая гидрогеология» написан в соответствии с основательно переработанной учебной программой, утвержденной Учебно-методическим кабинетом по среднему специальному образованию Министерства высшего

и среднего специального образования СССР 31 июля 1974 г.

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

Автор

ВВЕДЕНИЕ

Вода на земном шаре распространена широко, она присутствует в различных сферах и имеет исключительно важное значение в развитии природы и жизни на Земле. Вода — неперенная и существенная составная часть физико-географических, геохимических и геологических процессов, протекающих на поверхности и в недрах Земли. Без воды невозможно существование и нормальное развитие преобладающего большинства отраслей народного хозяйства. Все это привело к необходимости тщательного изучения воды в многочисленных научных дисциплинах: климатологии, метеорологии, гидрологии, гидрографии, океанографии, гляциологии, физической географии, гидрохимии, гидрогеологии и многих других.

Гидрогеология, как и многие другие научные и прикладные дисциплины, возникла и развивалась из необходимости удовлетворения запросов народного хозяйства. Несомненно, что преобладающее количество потребляемой пресной воды во все времена люди получали из рек и озер. Однако во многих районах (особенно засушливых) исключительно большое значение имели подземные воды.

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

Первые сведения о подземных водах были уже в глубокой древности. Они заключались в умении по небольшому числу местных примет выбирать участки для заложения копаных колодцев, а позднее и буровых скважин. Очевидно, что практические навыки добывания воды быстрее развивались в засушливых районах, где было мало поверхностных вод. Такие районы в Советском Союзе расположены на юго-востоке, где редкие поверхностные водотоки и недостаточно также пресных подземных

вод. Нельзя считать случайным, что большинство поселений 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 оснований склонов речных долин выходят источники с водой высокого качества. Воды этих источников широко используются для водоснабжения и других целей. Обычно подземные воды извлекаются на поверхность для использования при помощи скважин, копаных колодцев, галерей и иного вида водозахватных сооружений.

В глубоких пластах горных пород нередко вскрываются скважинами теплые и горячие воды, а иногда и минерализованные воды и рассолы, содержащие редкие элементы (йод, бром и др.); термальные воды используются для теплофикации населенных пунктов и в сельском хозяйстве, а минерализованные и рассолы — в промышленности.

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

При кочевом образе жизни пресную подземную воду добывали для питьевых целей, с развитием оседлости стали использовать эту воду и для орошения. 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 некоторых районах СССР (Старая Русса, Сольвычегодск, Тотьма, Солигалич, Соликамск, село Большие соли — между Ярославлем и Костромой 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, по-

даваемой по трубам к выходам горячих источников. Последнее мероприятие в течение многих лет практикуется в Японии.

Известно, что некоторые месторождения твердых полезных ископаемых образовались в результате геохимической деятельности подземных вод в минувшие геологические эпохи. Перемещение химических элементов в земной коре, накопление их в форме рудных залежей нередко результат сложных гидрогеохимических процессов, возникающих при движении подземных вод и взаимодействии их с горными породами. Так сформировались гидротермальные, инфильтрационные, метасоматические и другие рудные месторождения¹. Передвижение подземных вод и сложное взаимодействие их с минеральными образованиями имеют существенное значение и в дальнейшей истории месторождений: в одних районах они приводят к вторичному обогащению, а в других — к разрушению месторождений.

Следует подчеркнуть, что в царской России и в некоторых капиталистических странах имели место лишь зачатки учения о подземных водах. Этого нельзя сказать в отношении условий водозабата: остатки старинных водопроводов, колодцев, буровых скважин, фонтанов и капитальных сооружений свидетельствуют о высоком техническом уровне и мастерстве русских людей в вопросах использования подземных вод для водоснабжения, добычи солей и минеральных (лечебных) вод. Высокая культура строительства водозахватных каптажных сооружений и кяризов существовала уже в первые века нашей эры у народов, населяющих территории Кавказа и Средней Азии.

Существенную роль в обобщении опыта использования водных ресурсов в России, их учете и изучении сыграла учрежденная в 1724 г. Российская академия наук, экспедиции которой направлялись в различные районы страны (С. П. Крашенинников, Н. И. Лепехин, Н. Я. Озерцовский, Н. П. Рычков, А. Ф. Зуев, П. С. Паллас и др.).

¹ Гидротермальные и инфильтрационные месторождения образовались в результате отложения минералов и рудных веществ из водных растворов; метасоматические — обусловлены процессами метасоматоза, т. е. замещения одних минералов или горных пород другими при взаимодействии горных пород с расплавом, газами или растворами.

Значение подземных вод в геологических процессах впервые было отмечено в 1757—1759 гг. гениальным русским ученым М. В. Ломоносовым. В работе «Слово о рождении металлов от трясения земли» он 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 наполняет все оные полости. Удостоверяет о сем повседневное искусство рудокопов, которые в рудниках... весьма часто находят новые минералы, которыми не токмо разбитые старые руды, в кучу собранные, снова срastaются, но и старые рудники новою материею наполняются».

В этой же работе М. В. Ломоносов охарактеризовал взаимодействие подземных вод с горными породами: «Ибо дождевая вода, когда горы проникает, тончайшие земляные частицы, из которых камни седаются, в себе разводит, и от тех силу получает другие тела претворять в камень, оставляя в их скважинах оныя частицы, которые прежде из каменной горы взяла с собой».

Подземные воды — постоянный источник питания многих рек, протекающих в районах с влажным климатом, а иногда и в районах с засушливым климатом. В европейской части СССР подземные воды во многих районах служат главным источником водоснабжения городов, районных центров, промышленных предприятий и сельского хозяйства.

Наибольшую ценность подземные воды приобретают в тех областях, где мало или нет совсем поверхностных вод. Иногда для получения большого количества воды хорошего качества приходится сооружать длинные водоводы. Примером может служить г. Баку, эксплуатирующий для целей водоснабжения подземные воды, захватываемые на расстоянии 185 км от города.

В СССР крупные гидрогеологические исследования проводились для водоснабжения многих городов и промышленных предприятий, а также для проектирования и строительства Волховской, Свирской и других гидроэлектростанций; канала имени Москвы; Беломорско-Балтийского канала; Куйбышевской, имени XXII съезда КПСС и Каховской гидроэлектростанций; Волго-Донского канала имени В. И. Ленина; Северо-Крымского канала; Московского и Ленинградского метрополитенов име-

ни В. И. Ленина; Московского университета имени М. В. Ломоносова и некоторых других крупных инженерных сооружений.

Новые промышленные предприятия и населенные пункты нередко располагаются в районах, бедных поверхностными водами. В таких районах исключительная роль принадлежит гидрогеологии, которая призвана, пользуясь новейшими достижениями науки и техники, открывать и давать обоснованные прогнозы о новых, несущих воду геологических структурах и водоносных пластах.

В пустынных и полупустынных областях развитие промышленности и сельского хозяйства в основном зависит от наличия воды. Вода в аридных зонах земного шара нередко обходится дороже нефти. Стоимость естественной пресной воды с каждым годом все более и более повышается. Там, где отсутствуют поверхностные воды или же вследствие высокой минерализации они оказываются непригодными для орошения, проводятся крупные гидрогеологические исследования — поиски подземных вод. При отсутствии подземных вод, пригодных по составу для питьевого и технического водоснабжения, в таких районах иногда выполняются крупные гидрогеологические и инженерно-геологические исследования с целью выявления возможности строительства водохранилищ в речных долинах и пропуска воды по каналам на большие расстояния. Примером такого гидротехнического сооружения может служить Каракумский канал имени Ленина длиной 845 км. Водой, транспортируемой по этому каналу и используемой для целей орошения, огромная бесплодная земельная площадь превращена в цветущий оазис.

Важно также указать, что качество поверхностных вод нередко не удовлетворяет санитарным требованиям, а по физическим и бактериологическим данным подземные воды (особенно артезианские — см. гл. XI) отличаются высокими показателями: зимой она не замерзает и имеет относительно невысокую и постоянную температуру.

В районах, где нет или мало пресной воды, строятся установки, опресняющие соленую морскую или подземную воду. Производительность таких установок на территории Советского Союза составляет 5000 м³/сут воды. Проектируется строительство более высокопроизводительных опреснительных установок.

Известно, что до последнего времени опреснительные установки работали на энергии, получаемой от сжигания нефти, природных газов и угля. При переходе на использование атомной энергии можно будет опреснять не тысячи, а сотни тысяч и даже миллионы кубометров воды в сутки. Дистиллят можно получать также и из минерализованных подземных вод.

При проектировании орошения земельных площадей в засушливых районах приходится считаться с тем, что в этих районах возможно дальнейшее засоление почвенного покрова. Естественной причиной засоления часто служит неглубокое (2—3 м) залегание уровня подземных вод, которые поднимаются по капиллярам до поверхности земли; при высокой температуре и невысокой относительной влажности воздуха эти воды с поверхности земли быстро испаряются, а растворенные в них соли накапливаются на поверхности и в верхних слоях почвы. Искусственные причины засоления почвы нередко обусловлены повышенными нормами полива, вызывающими резкий подъем уровня подземных вод (обычно грунтовых — см. гл. X).

В областях естественного избыточного увлажнения почвенные и подпочвенные слои местами оказываются сильно переувлажненными, вследствие чего образуются заболоченные пространства, покрытые густой болотной растительностью или тонким слоем воды.

Естественно, что в районах орошаемого земледелия и избыточного увлажнения почв приходится применять меры по снижению уровня грунтовых вод и выполнять другие работы с целью предохранения земельных угодий от дальнейшего засоления и заболачивания.

В Советском Союзе проводятся работы по полезащитным лесонасаждениям и строительству прудов и водоемов для обеспечения высоких устойчивых урожаев в степных и лесостепных районах. Одновременно осуществляются мероприятия по закреплению перевеваемых песков, распространенных на значительных площадях побережий Дона, Днепра, в Прикаспии, Каракумах, Кызылкумах и т. д., по борьбе с эрозией (размыванием) почв, снегозадержанию, лиманному орошению и т. п. Все эти работы влекут за собой изменение гидрогеологических условий и требуют участия специалистов-гидрогеологов.

Иногда подземные воды оказывают и отрицательное

влияние. В некоторых районах на склонах и в обрывах речных долин и морских побережий подземные воды наряду с другими факторами вызывают смещения земляных масс, т. е. возникновение оползней (в некоторых районах Поволжья, в районе г. Одессы, на южном побережье Крыма и в других местах).

Водная среда имеет исключительно большое значение для возникновения жизни на Земле. Так, 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 и наипростейшим, но количественно преобладающим химическим компонентом «живой материи» — всей совокупности организмов населяющих нашу планету».

Действительно, не менее $\frac{2}{3}$ всего живого на Земле составляет вода, содержание которой колеблется в пределах от 60% в сухопутных организмах до 99% и более во многих водных организмах. Человек на 71% по массе состоит из воды, а его кровь — более чем на 90%. Недавно французский биолог Э. Дюбуа-Реймонд еще в 1890 г. говорил, что жизнь — «это одушевленная вода».

Академик В. И. Вернадский подчеркивал особое положение воды в истории Земли. Он писал, что «...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» (1931). «Минералом жизни» назвал природную воду В. И. Вернадский [3].

Природные водные ресурсы СССР — государственная собственность, т. е. всенародное достояние. 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 земной планете достигают астрономической цифры — около 1,5 млрд. км³. 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, 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.

В настоящее время доступны для использования только 826 тыс. км³, т. е. менее 3% от общего количества воды [11].

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

Пресные воды на земном шаре распределены 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 указать, к примеру, что только Москва ежедневно потребляет около 3,5 млн. м³ пресной питьевой воды, из которых 830 тыс. м³ приходится на подземные воды.

Общие ресурсы подземных вод еще точно не подсчитаны: по предварительным 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 европейской части территории

СССР и примерно 29% — на площадях республик Средней Азии и Казахстана.

Потребление воды на душу населения непрерывно возрастает. В крупных городах областного назначения 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 еще выше и примерно достигает 6500 л/сут на одного человека. Чтобы поддержать жизнь одного человека, ежегодно необходимо 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 хлопко-сырца — 7500 м³; для получения 1 т мяса — 20 000 м³.

Огромное количество воды расходуется промышленностью (табл. 1).

Таблица 1. Потребное количество в воде некоторых производств

Наименование продукции	Потребляемое количество воды, м ³ , на изготовление 1 т продукции
Химическое волокно	2000—5600
Каучук	2100—2400
Алюминий	1500
Бумага	450—1000
Сталь и чугун	150—200

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.

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.

В последние годы отмечается резкое увеличение использования подземных вод. Это обстоятельство вызвано наиболее высоким их качеством и большей надежностью в санитарном отношении.

В последние годы дефицит в чистой пресной воде испытывают уже многие промышленно развитые страны ми-

ра (ФРГ, Бельгия, Голландия, некоторые штаты Америки 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 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 воды рек, озер, водохранилищ и даже подземные воды.

Стремительное развитие индустрии в нашей стране, равно как и в других странах, остро поставило перед обществом проблему пресной воды, борьбы с загрязнением и истощением водных запасов и неукоснительного выполнения в более широком масштабе мероприятий по охране природы. Очистка сточных вод приобретает перестепенное народнохозяйственное значение [22].

В сентябре 1959 г. было опубликовано постановление Совета Министров СССР «Об усилении государственного контроля за использованием подземных вод и о мероприятиях по их охране». В апреле 1960 г. Совет Министров СССР принял важное постановление «О мерах по упорядочению использования и усилению охраны водных ресурсов СССР». В этом же году Верховный Совет РСФСР принял закон «Об охране природы 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 Союза ССР 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 — общенародное достояние. Их рациональное использование и охрана от загрязнения признаются делом большой государственной важности. Первоочередной принцип этого законодательства — 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) состоят в собственности государства, составляют единый государственный водный фонд и представляются государством только для использования.

Основы водного законодательства включают кроме «Общих положений» 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 законодательства».

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 вод промышленными предприятиями в водную среду (реки, озера и т. п.) 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 эксплуатации 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.), вскрываются 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, которая полностью не используется по назначению, подлежат оборудованию регулирующими устройствами, консервации или ликвидации (ст. 39).

Одной из основных задач, на целесообразность выполнения которой ориентируют Основы водного законодательства, должна быть задача комплексного и рационального использования водных ресурсов страны. При комплексном освоении вод оказывается экономически целесообразным использование водных объектов и водных ресурсов для решения разнообразных народнохозяйственных задач; рациональное использование предусматривает научно обоснованное и экономически наиболее эффективную эксплуатацию водных ресурсов.

В настоящее время основные задачи по регулированию использования вод и организации их охраны возложены на Министерство мелиорации и водного хозяйства Союза ССР 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.

В сентябре 1972 г. Верховный Совет Союза ССР принял также постановление «О мерах по дальнейшему улучшению охраны природы и рациональному использова-

нию природных ресурсов». В нем подчеркивается, что рациональное использование, сохранение и воспроизведение природных ресурсов, бережное отношение к природе — составная часть программы строительства коммунизма в СССР. Следовательно, охрана природы — одна из важнейших государственных задач.

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

В 1975 г. опубликовано постановление «Основы законодательства Союза ССР и союзных республик о недрах», в которых затронуты некоторые принципы проведения гидрогеологических исследований (особенно на месторождениях полезных ископаемых).

На состоявшейся в июне 1980 г. третьей сессии Верховного Совета СССР десятого созыва приняты законы «Об охране атмосферного воздуха» и «Об охране и использовании животного мира». Эти законы — важный логический итог забот партии и правительства о дальнейшем благоустройстве и охране природной среды. К выполнению поставленных в этих законах задач будут привлечены и специалисты, изучающие подземные воды.

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 различных по содержанию водохозяйственных проблем: ВСЕГИНГЕО; Всесоюзный научно-исследовательский институт водоснабжения, канализации, гидротехнических сооружений и инженерной гидрогеологии (ВОДГЕО); Второе гидрогеологическое управление Министерства геологии СССР; Институт водных проблем АН СССР, а также крупные проектные институты (Гипроводхоз, Водоканалпроект, Гидропроект) и другие учреждения.

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

В дореволюционном периоде можно выделить три этапа изучения подземных вод: 1) накопление опыта использования подземных вод (X—XVII вв.); 2) первых научных обобщений сведений о подземных водах (XVIII—середина XIX в.); 3) становления гидрогеологии как самостоятельной науки (вторая половина XIX и начало XX в.) [14].

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

Период после Великой Октябрьской социалистической революции может быть подразделен на два этапа: довоенный и послевоенный. Довоенный этап (1917—1941) характеризуется бурным развитием гидрогеологической науки. 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 других институтах и университетах страны. В институтах стали преподавать наиболее видные гидрогеологи: Ф. П. Саваренский, Н. Ф. Погребов, А. Н. Семихатов, В. С. Ильин и др., которые внесли в развитие советской гидрогеологии большой вклад.

К началу первой пятилетки (1928), а также в течение последующих пятилеток большие гидрогеологические исследования проводились на Донбассе, в Восточном Закавказье, в районе Копетдага, в Средней Азии, на севере Украины, в Казахстане, Туркмении и во многих других крупных областях страны.

Данные, полученные 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.

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

исследований. В это же время наряду с появлением гидрогеологических описаний крупных регионов СССР под редакцией Н. И. Толстихина начали издаваться тома «Гидрогеология СССР». До Великой Отечественной войны было издано 12 выпусков этой сводной многотомной работы.

В годы Советской власти создаются теоретические основы гидрогеологии и происходит становление различных ее научных и методических курсов.

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, водонапорным системам, их анализом и систематизацией.

После Великой Отечественной войны публикуется много сводных работ по подземным водам отдельных крупных регионов, особенно по европейской части Союза. В течение этого этапа гидрогеологические исследования ведутся на научной основе; они отличаются широким размахом работ, большим разнообразием по тематике исследований и комплексностью их проведения. Ценная информация по глубоким частям геологического разреза получена в процессе проходки нефтегазопроисловых и геоструктурных скважин.

Для более глубокого научного анализа и широкого регионального обобщения материалов по подземным водам было принято решение подготовить к опубликованию 45 томов «Гидрогеология СССР» и, кроме того, составить 5 сводных томов. Эта колоссальная работа успешно завершается, и большинство томов уже вышло из печати.

Подробнее периоды и этапы развития гидрогеологической науки освещены в учебнике «Общая гидрогеология» [14].

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 [12].

Общая гидрогеология рассматривает вопросы происхождения, формирования, геологической роли подземных вод земной коры, физические и химические свойства, взаимодействие с вмещающими горными породами, а также факторы, предопределяющие распространение вод: 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, Н. И. Толстихин, Г. Н. Каменский, А. М. Овчинников, О. К. Ланге 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 многих гидрогеологических задач. Моделирование широко используется в разнообразных природных условиях как в практическом, так и в теоретическом плане.

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 освещает строение, 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 данного курса имели работы В. И. Вернадского, А. Е. Ферсмана, А. Н. Бунеева, А. П. Виноградова, В. А. Сулина, А. М. Овчинникова, 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; осушение; орошение; разведка вод в лечебных и промышленных целях; изучение подземных вод нефтяных и газовых месторождений; захоронение сточных вод и т. д.). В комплексе исследований, проводимых в системе Министерства геологии Союза ССР, на поиски и разведку подземных вод в последние годы предусматривается до 55—60% общих госбюджетных ассигнований по отрасли «Гидрогеология». Научные основы этого направления в гидрогеологии были заложены А. И. Силиным-Бекчуриным, Г. Н. Каменским, П. П. Климентовым и др.

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 полезных ископаемых, спецификой их разведки, освоения и разработки. Дальнейшее развитие данного курса гидрогеологии предполагает совершенствование мето-

дов 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 и 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 распространения подземных вод на месторождениях, в определении величины водопритока в систему выработок при эксплуатации, в установлении наиболее эффективных мер борьбы с поступающими в выработки подземными 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 в условиях их практического курортного и некурортного использования.

В последние годы выполнен большой объем исследований по изучению закономерностей формирования и распространения на территории СССР месторождений минеральных, промышленных и термальных подземных вод, по разработке научных основ их поисков, разведки, геолого-промышленной оценки и рационального народнохозяйственного использования. Это 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 ортолов рассеяния урана, радия, радона и других радиоактивных элементов и их изотопов, получает распространение радиогидрогеологический метод поисков урановых месторождений. 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. 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, Н. К. Игнатовича, Н. И. Толстихина, Г. Н. Каменского, 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 развитию 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 изучает 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.

Мелиоративная гидрогеология призвана изучать и разрабатывать методы и приемы улучшения гидрогеологических условий земельных территорий в целях их наиболее рационального сельскохозяйственного освоения. Основная задача мелиоративной гидрогеологии — 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.

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.

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

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.

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.

Подземные воды, залегающие в толщах горных пород, являются частью водной оболочки (гидросферы — см. гл. 1) Земли, они тесно связаны с поверхностными водами и водами атмосферы. Изучение последних осуществляется в курсах гидрологии, метеорологии и климатологии.

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 — накопителями подземных вод. Поэтому с геологическими научными дисциплинами гидрогеология связана очень тесно. Из таких геологических дисциплин необходимо особо отметить стратиграфию, региональную геологию, литологию, геотектонику, четвертичную геологию, геоморфологию, геохимию, геофизику, минералогию, учение о полезных ископаемых и др.

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 же при их эксплуатации (водоотбора 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, а в последнее время и знакомства с электронно-вычислительной техникой и аналоговыми машинами.

В заключение краткого освещения истории и путей развития гидрогеологической науки в СССР следует особо подчеркнуть, что успехи советской гидрогеологии во многом предопределены фундаментальными трудами и большой научной, учебно-воспитательной 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. Камелского, Н. И. Толстихина, А. М. Овчинникова и др.

Прикладные практические задачи гидрогеологии в связи с запросами народного хозяйства СССР и создани-

ем материально-технической базы коммунизма являются чрезвычайно разнообразными и многочисленными. Основными из них: 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 избыточно увлажненных, заболоченных земель; 3) изыскания под гидротехническое строительство (гидрогеологическая оценка районов строительства, определение фильтрационных потерь воды); 4) разведка и эксплуатационная оценка месторождений минеральных вод, используемых на бальнеологических курортах и в санаториях; 5) поиски, разведка и геолого-промышленная оценка месторождений промышленных вод как химического сырья для извлечения иода, брома, бора, лития 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) обеспечение 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 увеличения требований к использованию подземных вод и к изучению ее роли в геологических и геохимических процессах, происходящих в земной коре.

В социалистическом обществе, где интересы государства и народа являются едиными, даже в отдаленной перспективе проблема пресной воды вполне разрешима. Для ее осуществления необходимо неукоснительно выполнять следующие основные научно-технические и народнохозяйственные задачи: 1) продолжить работы в большем объеме по региональному изучению закономерностей распространения подземных вод всех типов на террито-

при СССР; 2) совершенствовать методику проведения поисков, разведки и оценки запасов пресных, минеральных, промышленных и термальных подземных вод; 3) совершенствовать кондиционные требования по методике проведения гидрогеологической съемки и составлению гидрогеологических карт различного масштаба; 4) проводить оценку запасов пресных вод на всей территории СССР и осуществлять мероприятия по их перераспределению по отдельным регионам; 5) усилить охрану вод от истощения и загрязнения; 6) проводить строжайшую экологию водных запасов; 7) взять на учет запасы слабосоленых и соленых вод с общей минерализацией до 35 г/л, которые легче по сравнению с океаническими и морскими и 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) проводить дальнейшую разработку и совершенствование методики геологических и гидрогеологических исследований, выполняемых с целью изучения природных условий для захоронения вредных промышленных отходов в глубокозалегающие пласты горных пород.

В соответствии с решениями XXIV и XXV съездов КПСС гидрогеологической науке наряду с другими науками геологического цикла отводится ответственная роль в обеспечении минерально-сырьевой базы страны и ускорении научно-технического прогресса в развитии гидротехнического, гражданского и других видов строительства, в сфере рационального ведения водного хозяйства и неуклонного развития сельскохозяйственного производства.

§ 1. СТРОЕНИЕ АТМОСФЕРЫ И ЕЕ СОСТАВ. ВЛАЖНОСТЬ ВОЗДУХА

Атмосфера — это воздушная оболочка Земли. Она подразделяется на несколько слоев. Нижний слой называется *тропосферой*. Тропосфера, в свою очередь, неоднородна. Высота ее неодинакова и зависит от температуры воздуха: в средних широтах она не превышает 10—12 км, а на экваторе достигает 17 км (рис. 1). Температура воздуха с высотой понижается на 0,6° С на каждые 100 м. В тропосфере наблюдаются восходящие и нисходящие токи воздуха. В ней 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 наблюдаются 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, как показали исследования, удалена от поверхности земли на расстояние порядка 1000—2000 км. За ионосферой

находится сфера *рассеяния*, где происходит рассеяние газов атмосферы в космическое пространство.

Атмосферный воздух представляет газовую смесь. Основные газы в сухой и чистой атмосфере: азот — около 78% (по объему), кислород — 21, аргон, водород и другие газы — около 1, в том числе углекислота — в среднем около 0,03%.

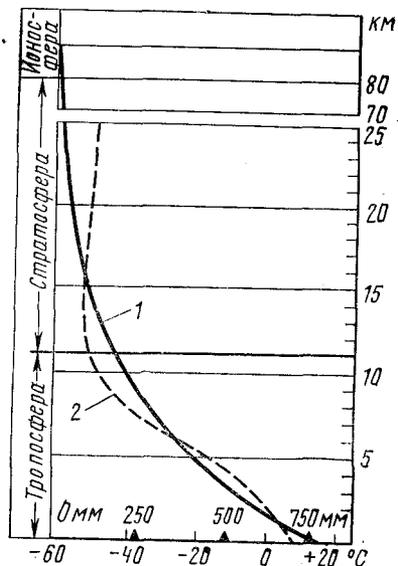


Рис. 1. Схема строения атмосферы:
1 — изменение давления; 2 — изменение температуры

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 14 000 км³.

Водяной пар поступает в атмосферу преимущественно при испарении воды с поверхности океанов, морей и суши (см. § 3).

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 ста тысяч и более.

В каждой точке атмосферы воздух сжат давлением вышележащих слоев. Давление атмосферного воздуха, равное весу его столба с основанием 1 см², находящегося над уровнем, на котором измеряется давление, называют *атмосферным давлением*. На уровне моря атмосферное давление в среднем равно 1013,25 Па. Атмосферное давление, приведенное к уровню моря, называют *приведенным давлением*. В зависимости от температуры воз-

духа атмосферное давление закономерно убывает с высотой. На высоте 5 км оно составляет около половины атмосферного давления у земной поверхности.

Наибольшую плотность воздух имеет у поверхности земли. С высотой плотность воздуха тоже уменьшается с такой быстротой, что до высоты 5 км находится половина и до высоты 10 км — почти три четверти воздушной массы. Для характеристики влажности воздуха определяют абсолютную влажность, относительную влажность и дефицит влажности.

Абсолютная влажность — количество водяного пара, находящегося в данный момент в воздухе. Количество водяного пара выражают в граммах, за единицу объема воздуха принимают кубический метр, следовательно, абсолютная влажность выражается в граммах на кубический метр (г/м³). Абсолютная влажность воздуха в зависимости от его температуры 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 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, 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 — это отношение упругости водяных паров e , содержащихся в воздухе, к упругости насыщенного пара при температуре E , выраженное в процентах:

$$r = \frac{e}{E} \cdot 100\% \quad (I.1)$$

Относительная влажность воздуха, так же как и абсолютная, подвержена изменениям в зависимости от нескольких причин. В пасмурную погоду и при дожде она может достигать 100% (полное насыщение воздуха

дяными парами). Днем, с повышением температуры, относительная влажность воздуха уменьшается, ночью — увеличивается. Температура, при которой происходит полное насыщение воздуха парами воды, называется *точкой 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 психрометров, гигрометров и гигрографов. 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:

$$d = E - e. \quad (1.2)$$

§ 2. АТМОСФЕРНЫЕ ОСАДКИ И ИХ РОЛЬ В ПИТАНИИ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Вода содержится в тропосфере преимущественно в виде пара, входящего в состав воздушной массы. 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 морозящий дождь; основная же масса атмосферных осадков — обложные дожди и снегопады —

образуются 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 воды в миллиметрах, выпавшей за 1 мин. Осадки интенсивностью 0,5—1,0 мм/мин и более 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, морозящие и ливневые.

Наибольшее значение для питания подземных вод имеют *обложные осадки*, характеризующиеся небольшой интенсивностью, но значительной продолжительностью. При обложных дождях атмосферная влага в зависимости от их продолжительности и местных условий проникает в слой горных пород на ту или иную глубину и, если породы водопроницаемы, достигают уровня подземных вод. Обложные дожди обычно выпадают из слоисто-дождевых облаков.

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

Ливневые осадки, дающие в короткое время много воды, в значительной мере расходуется на поверхностный сток. Выпадают они большей частью из кучево-дождевых облаков.

Осадки в *твердом состоянии* — снег, крупа — выпадают в холодное время года. Твердые осадки могут питать подземные воды только после их перехода в жидкую фа-

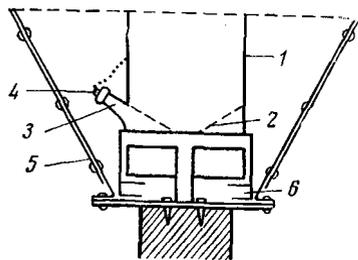
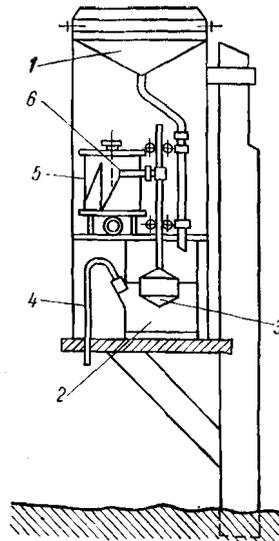


Рис. 2. Дождемер

Рис. 3. Самопишущий дождемер:

1 — приемник; 2 — мерный сосуд; 3 — поплавок; 4 — сифон; 5 — барабан с часовым механизмом; 6 — самопишущее перо →



зу, т. е. главным образом весной, когда происходит таяние накопившегося за зиму снежного покрова. К твердым осадкам относится также град, который в отличие 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). Дождемер состоит из ведра 1 (сечение 500 см²), внутри него на расстоянии 18 см от дна впаина воронка 2 с отверстиями, через которые жидкие осадки проникают в нижнюю часть ведра. Воронка предохраняет осадки от испарения. Носок 3, припаянный сбоку ведра, служит для переливания осадков в дождемерный стакан. Носок закрывается колпачком 4. Для предохранения осадков от выдувания из ведра служит воронкообразная защита 5. Дождемерное ведро вставляется в

круглую металлическую подставку 6, которая укрепляется на деревянном столбе. Верхний обрез ведра обычно располагается на высоте 2 м от поверхности земли.

На метеорологических станциях Советского Союза наряду с описанным типом дождемера и воронкообразной защитой используются осадкомеры В. Д. Третьякова с приемной площадью 200 см² и планочной защитой.

Кроме того, на метеостанциях применяют самопишущие дождемеры — плувиографы (омбрографы) (рис. 3). Эти дождемеры непрерывно регистрируют на вращающемся барабане количество выпадающих осадков. По полученному графику легко определить как общее количество осадков за один дождь, так и интенсивность их выпадения.

В зимнее время на большей 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 получается при таянии снега.

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

Годовое количество атмосферных осадков, выпадающих в разных районах, неодинаково. В СССР наибольшее количество атмосферных осадков (1 200—2 400 мм в год) определено на Черноморском побережье Кавказа, в районе Батуми — Сочи. В средней полосе европей-

ской части СССР выпадает 500—700, в засушливой юго-восточной части территории СССР — от 150 до 250, в северных районах — от 300 до 500 мм в год.

Максимальное годовое количество атмосферных осадков было зафиксировано в Черрапунджи (Индия, провинция Ассам): здесь в отдельные годы оно достигает 20 000 мм. В другом пункте Индии (Манойраме) годовое количество осадков составляло 12 665 мм. Наименьшее годовое количество осадков зафиксировано в районе построенной Асуанской плотины в долине р. Нила (АРЕ): при температуре воздуха летом 50°С и выше в течение 15 лет совершенно не выпадали атмосферные осадки.

Об уникальной интенсивности суточного количества атмосферных осадков можно судить по следующему примеру: в течение одного дня в июне в 1876 г. в Черрапунджи выпало 1036 мм осадков.

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 выпадания, вид (жидкие, твердые), интенсивность и химический состав осадков.

§ 3. ИСПАРИЕНИЕ С ВОДНОЙ ПОВЕРХНОСТИ И СУШИ. ТРАНСПИРАЦИЯ

Водяной пар поступает в атмосферу в результате испарения 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. Испарение с поверхности подземных вод происходит лишь на участках неглубокого их залегания от поверхности земли. Проникающие указанным путем в атмосферу водяные пары переносятся воздушными течениями в горизонтальном и вертикальном направлении.

Необходимо различать понятия «испарение» и «испаряемость». *Испарение* — средняя величина фактического испарения влаги с земной поверхности в данном рай-

оне, а *испаряемость* — величина испарения с водной поверхности при данных условиях (табл. 2). Величина годовой испаряемости с водной поверхности в южных районах СССР и особенно в засушливых областях значительно превышает количество выпавших атмосферных осадков.

Таблица 2. Годовые значения испаряемости и испарения для различных ландшафтных зон (по Д. М. Кацу)

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

В среднем за год с поверхности земного шара испаряется 525,0 тыс. км³ воды (см. § 5, табл. 4). На это испарение расходуется около 12,6·10²³ 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 в миллиметрах водяного столба, так же как и атмосферных осадков. Величина испарения 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 увеличением дефицита влажности (недостаток насыщения) скорость испарения увеличивается, при повышении атмосферного давления — уменьшается.

Формула для определения величины испарения с водных поверхностей следующая:

$$Q = k \frac{E - e}{P} S, \quad (I.3)$$

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 необходимы 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 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 испаряемость, равная 4019 мм в год, зафиксирована в Африке (северо-западнее Хартума).

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

Наблюдения за испарением с поверхности почвенного слоя проводят при помощи почвенных испарителей эвапориметров или лизиметров. Процесс испарения сложен и непостоянен во времени и зависит от отмеченных выше факторов. В последнее время для определения количества испарившейся в атмосферу влаги и количества просочившейся в почвенные слои воды устраивают специально оборудованные почвенно-испарительные и лизиметрические площадки.

На метеоплощадках гидрометеорологической сети СССР применяется почвенный испаритель ГГИ-500 (рис. 4). Этот испаритель состоит из двух металлических цилиндров, внутреннего и наружного, и сосуда для сбора

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 устанавлива-

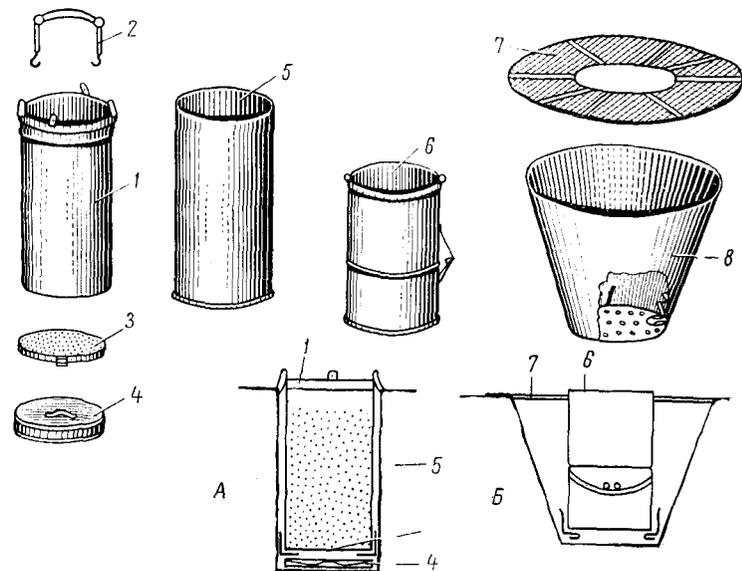


Рис. 4. Почвенный испаритель ГГИ-500. А — испаритель и Б — дождемер в собранном виде:

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

ется на испарительной площадке в отдельном гнезде. Внутренние цилиндры ежедневно извлекают на поверхность и взвешивают.

На гидрогеологической станции ВСЕГИНГЕО под Москвой, например, лизиметрическая установка состоит из расположенных на двух ярусах двух пар лизиметров, заполненных песком и в нижней части водой (рис. 5). С помощью такой установки экспериментально находят некоторые показатели водного баланса для грунтовых вод как в естественных, так и в нарушенных условиях. Она дает возможность получать данные о горизонтальном и вертикальном водообменах в почвах и породах зон аэрации и насыщения (см. гл. X), которые широко ис-

пользуются при проектировании осушительных и оросительных мероприятий.

Поскольку величина испарения зависит от многих факторов, учитываемых приближенно, иногда величину испарения с поверхности суши определяют по разности между количеством осадков и величиной стока.

Наиболее сложен процесс испарения влаги растениями. Помимо испарения воды с поверхности смоченного дождем растительного покрова, которое носит физиче-

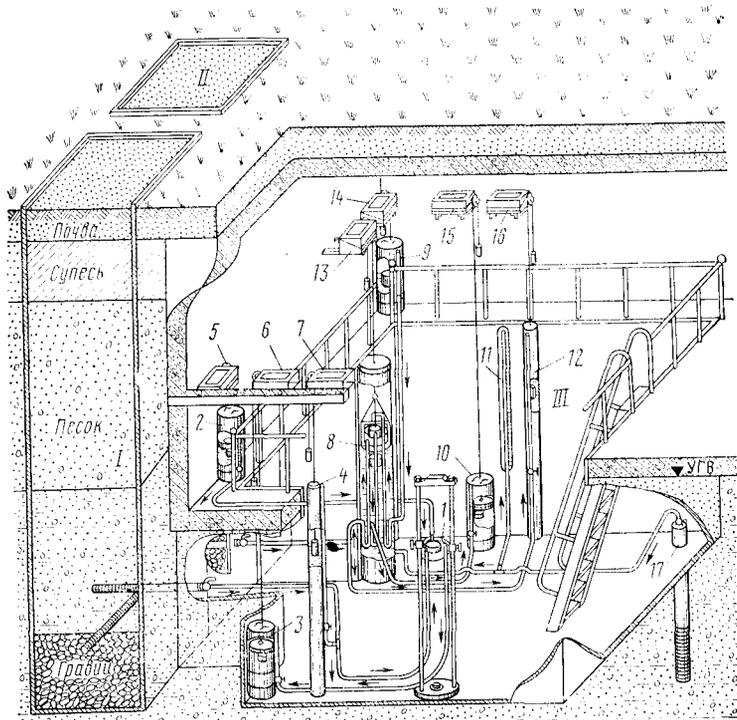


Рис. 5. Лизиметрическая установка ВСЕГИНГЕО для определения элементов баланса грунтовых вод:

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

ский 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 превышает величину испаряемости с водной поверхности.

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.

Большое влияние на испарение оказывают суховеи — воздушные массы, перемещающиеся из жарких пустынных стран, а также возникающие при определенных условиях на месте и имеющие высокую температуру и 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 суховея продолжается несколько дней, но этого достаточно для того, чтобы зеленые поля превратились в выжженную пустыню.

Устройство сети лесных защитных полос, лесные насаждения на полях и по оросительным каналам, закрепление растительностью переваемых 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.

§ 4. ПОВЕРХНОСТНЫЙ И ПОДЗЕМНЫЙ СТОК. ВИДЫ ПИТАНИЯ РЕК

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: 1) от размеров и формы водосборных бассейнов, ограниченных наиболее высокими горизонталями рельефа местности на водоразделах; 2) климатических условий и видов осадков; 3) рельефа местности; 4) характера и состояния склонов; 5) водопроницаемости горных пород, а также искусственных мероприятий.

Размеры речных водосборных бассейнов различны. Например, длина бассейна р. Волги 3960 км, а площадь водосборного бассейна 1380 тыс. км².

Главный фактор стока — это климатические условия: чем больше выпадает атмосферных осадков и чем их меньше испаряется, тем больше сток. В засушливых юго-восточных районах европейской части СССР, в Средней Азии и областях, где выпадает мало осадков, реки мелкие и летом не имеют стока (пересыхают).

Большое значение на сток 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, весной за счет этих вод увеличивается поверхностный сток. Кратковременные слабые дожди, как правило, дают небольшой поверхностный сток, а иногда и совсем не дают его, поскольку вся атмосферная влага расходуется на испарение и поглощение. Сильные дожди и ливни обуславливают 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 ближайших понижений; при слабо расчлененном рельефе сток замедляется. Уменьшается сток 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 переводе поверхностного стока в подземный.

Величина стока зависит от водопроницаемости пород: чем больше атмосферных осадков просачивается в породы, тем меньше 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.

Влияние искусственных факторов на величину поверхностного стока можно проследить на примере Каменно-Степной станции, организованной В. В. Докучаевым более 70 лет назад. По данным Г. Ф. Басова, под лесными полезащитными полосами на Каменно-Степной опытной станции уровень грунтовых вод как в зимнее, так и в летнее время залегает на меньшей глубине от поверхности земли, чем на соседних безлесных участках (рис. 6). Весной на площади лесных полос уровень грунтовых вод поднимается на большую высоту, чем в прилегающих районах степи. Следовательно, поверхностный сток на участках лесных полос уменьшается. Этим доказывает-

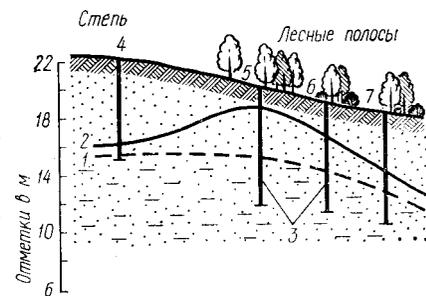


Рис. 6. Схема залегания грунтовых вод на участках лесных полезащитных полос в Каменной Степи (по Г. Ф. Басову):

1 — уровень грунтовых вод зимой; 2 — уровень грунтовых вод весной; 3 — наблюдательные скважины; 4—7 — скважины

ся существенная роль лесных ползащитных полос в накоплении влаги.

Существенное влияние как на поверхностный, так и на подземный сток оказывают крупные гидротехнические сооружения — каналы, водохранилища и т. п. [10].

Речной сток создается водами, текущими по поверхности земли под влиянием силы тяжести со стороны водораздельных пространств от более высоких участков к участкам пониженным. Реки питаются как поверхностными, так и подземными водами. Количественное участие тех и других вод зависит от климатических, геоморфологических, гидрогеологических и прочих условий.

Выделяют следующие виды питания рек поверхностными водами: дождевое, снеговое, ледниковое и смешанное. Дождевое питание рек характерно для мягкого, умеренного и муссонного климатов. Снеговое 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.

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 водопроницаемости пород или слабо фильтруясь через пласты с низкой водопроницаемостью.

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 имеет 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 зи-

мой преобладающая роль в питании рек принадлежит подземным водам.

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

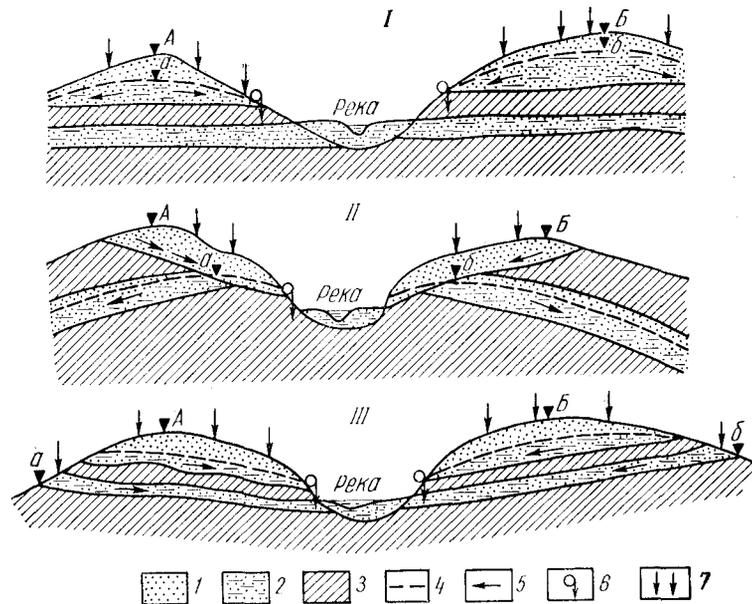


Рис. 7. Соотношение площадей бассейнов поверхностного и подземного стоков:

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 потоков; 6 — источник нисходящий; 7 — инфильтрация атмосферных осадков

В зависимости от строения рельефа, степени его расчлененности и геоструктурных условий соотношение между бассейнами поверхностного и подземного стоков может быть разнообразным. В некоторых районах они совпадают (рис. 7, I), в других — бассейны поверхностного стока превышают площади подземных водосборных бассейнов (рис. 7, II), а иногда бассейны подземного стока значительно превышают наземную водосборную площадь (рис. 7, III).

Количество воды, протекающей в единицу времени через поперечное сечение русла реки, называется *расходом воды*. Большие расходы воды обычно измеряются в кубических метрах 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 сечения потока F .

Расход воды ($\text{м}^3/\text{с}$) в общем виде определяется по формуле

$$Q = v \cdot F. \quad (I.4)$$

Для определения скорости течения и расхода воды в речном русле создают гидрометрические створы. Методика устройства гидрометрических створов, оборудование водомерных постов, организация на них наблюдений за колебаниями уровня воды в реке, определения скорости течения воды с помощью гидрометрических вертушек, поплавков и других приборов рассматриваются в специальном курсе¹ и освещаются в соответствующей литературе [19].

Сток выражается следующими характеристиками: модулем, нормой и коэффициентом стока.

Модулем стока M называется количество воды, стекающей в единицу времени с 1 км^2 водосборной площади речного бассейна ($\text{л}/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$):

$$M = \frac{Q \cdot 10^3}{F_{\text{бас}}}, \quad (I.5)$$

где Q — средний годовой расход, $\text{м}^3/\text{с}$; $F_{\text{бас}}$ — водосборная площадь речного бассейна, км^2 .

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

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

$$\text{откуда} \quad M = \frac{h}{31,5} \quad (I.6)$$

$$\text{или} \quad h = 31,5M. \quad (I.7)$$

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

¹ Курс гидравлики с гидрометрией.

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

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

$$\eta = \frac{y}{x}. \quad (I.8)$$

Здесь сток y и количество атмосферных осадков x выражены высотой слоя воды в миллиметрах. Поэтому коэффициент стока выражается безразмерной величиной или в процентах;

$$\eta = \frac{y}{x} \cdot 100\%. \quad (I.9)$$

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 $x = 800 \text{ мм}$, тогда модуль стока будет

$$M = \frac{x\eta}{T} = \frac{0,8 \cdot 0,12}{31,5 \cdot 10^6} = 3,04 \cdot 10^{-9} \text{ м}^3/(\text{с} \cdot \text{м}^2)$$

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 несколько превышать единицу (см. рис. 7, III).

Коэффициент стока в горных районах высокий и колеблется от 0,5 до 0,9.

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

Модуль подземного стока обычно не превышает нескольких процентов от 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 с 1 км², что иногда составляет около 50% от поверхностного стока.

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

$$Q_{\text{под}} = Q_1 - Q_2, \quad (I.10)$$

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

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

$$q = \frac{Q_1 - Q_2}{l}. \quad (I.11)$$

Гидрометрический способ применяется также и тогда, когда возникает необходимость определения величины поглощения речных вод аллювиальными толщами или на участках распространения закарстованных пород. Предпринимались также попытки определения гид-

рометрическим способом величины испарения речных вод в засушливых районах, где грунговое питание отсутствует или незначительно.

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

Определив водосборную площадь, с которой подземный сток воды поступает на данный участок, можно получить модуль подземного стока $M_{\text{под}}$:

$$M_{\text{под}} = \frac{Q_{\text{под}}}{F_{\text{под}}} \cdot 10^3, \quad (I.12)$$

где подземный сток $Q_{\text{под}}$ выражается в м³/с, площадь подземного водосбора $F_{\text{под}}$ дается в км², а модуль подземного стока $M_{\text{под}}$ — в л/(с·км²).

Модуль подземного стока $M_{\text{под}}$ можно также найти по модулю общего стока M :

$$M_{\text{под}} = \frac{KM}{100}, \quad (I.13)$$

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

Модульный коэффициент рассчитывается по следующей формуле:

$$K = \frac{M_{\text{мин}}}{M}, \quad (I.14)$$

где $M_{\text{мин}}$ — минимальный модуль стока.

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 мас-

сива 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 опреде-

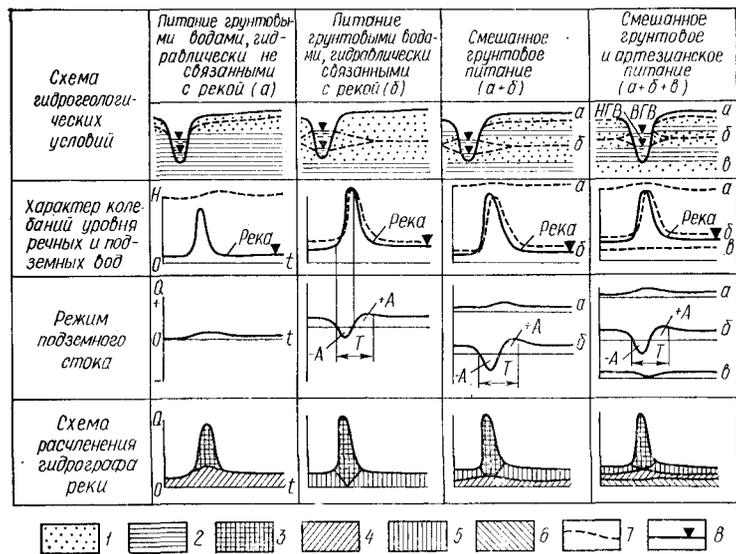


Рис. 8. Типовые схемы расчленения гидрографа реки в зависимости от гидрогеологических условий речных бассейнов и режима подземного стока (по Б. И. Куделину):

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; НГВ — низкий горизонт воды; ВГВ — высокий горизонт воды

лить 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.

Один из методов 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. 8), которые детально разобраны 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 геолого-литологическое строение и гидрогеологические условия, поэтому на различных площадях бассейна отмечаются разнообразные условия гидравлической связи водоносных горизонтов с речными водами. Необходимо также иметь в виду, что величину подземного стока за отдельный год можно использовать только для общего представления о его значении.

§ 5. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ВОДЫ НА ЗЕМНОМ ШАРЕ И ОБЩИЙ КРУГОВОРОТ ВОДЫ В ПРИРОДЕ

На земном шаре, как уже отмечалось, вода находится в атмосфере, на поверхности земли и в земной коре (табл. 3).

Таблица 3. Общее количество воды, находящейся на земном шаре, и ее распределение по различным сферам (по М. И. Львовичу)

Часть гидросферы	Объем воды, тыс. км ³	% от общего объема
Мировой океан	1 370 323	93,96
Подземные воды	60 000	4,12
в том числе зоны активного водообмена	4000	0,27
Ледники	24 000	1,65
Озера	2801	0,019
Почвенная влага	852	0,006
Пары атмосферы	14	0,001
Речные воды	1,2	0,0001
Итого	1 454 703	100

¹ В том числе около 5 тыс. км³ воды в водохранилищах.

² В том числе около 2 тыс. км³ оросительных вод.

В атмосфере вода находится в нижнем ее слое — тропосфере — в различных состояниях: парообразном, капельно-жидком и твердом.

Поверхностная вода, т. е. вода в океанах, морях, озерах, реках, водоемах и ледниках, находится в жидком и твердом состояниях (снег, лед).

В земной коре — литосфере — вода встречается в парообразном, жидком, твердом состояниях, а также в виде прочно- и рыхлосвязанной частицами породы (гигроскопическая, пленочная) и химически связанной в кристаллических решетках минералов.

В совокупности поверхностные и подземные воды, а также вода, содержащаяся в тканях всех животных и растений (биосфера), составляют водную оболочку Земли, которую принято называть *гидросферой*.

Крупнейшие хранилища пресных вод на Земле — ледники, которые занимают площадь более 16 млн. км², т. е. около 11% поверхности суши. Наибольшая мощность материкового льда установлена в Антарктиде, где ее средняя величина равна 2000 м, а максимальная по измерениям советских гляциологов составляет 4200 м. Если бы все имеющиеся льды на Земле растаяли, 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%.

С. М. Григорьев, учитывая взаимодействие коры материков и коры океанов в их изостатическом плавании на веществе мантии, не допускает такого подъема уровня Мирового океана вследствие таяния ледяных масс. Переход ледяных толщ в жидкое состояние должен привести к некоторому увеличению средней глубины океана и к некоторому возрастанию высоты материков над дном океана.

Воды атмосферы, поверхностные и подземные взаимосвязаны и находятся в постоянном движении (рис. 9). Под влиянием солнечной энергии и действием силы тяжести в природе происходит непрерывный *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.

Часть выпавших на поверхность земли атмосферных осадков стекает в реки, моря и океаны, некоторое количество расходуется на питание растений, часть просачивается через почву в пласты горных пород, достигая уровня подземных вод, а некоторые вновь испаряются в атмосферу. Через какое-то время просочившиеся осад-

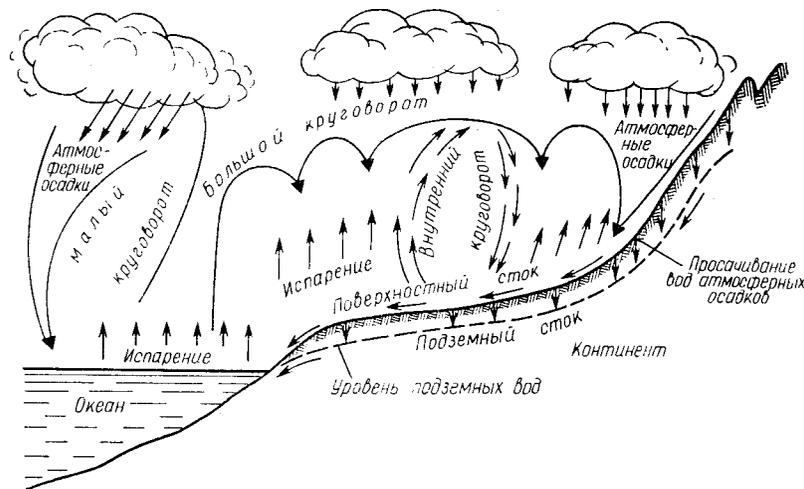


Рис. 9. Схема круговорота воды в природе

ки 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.

Следовательно, в круговороте воды принимают участие атмосферные, поверхностные и подземные воды. 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, часть из которых вновь стекает в моря и океаны в виде поверхностного и подземного стоков (рис. 9).

Таблица 4. Основные данные водного баланса территории СССР

Элементы водного баланса	По Б. И. Куделину		По М. И. Львовичу	
	годовой объем, км ³	годовой слой, мм	годовой объем, км ³	годовой слой, мм
Осадки	11 694	531	10 960	500
Полный речной сток	4 358 ¹	198	4 350 ¹	198
Подземный устойчивый сток	1 038	47	1 020 ²	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	300

¹ Не учтено около 200—300 км³ речного стока, формирующегося за пределами СССР.

² Вместе со стоком, зарегулированным озерами и водохранилищами, годовой объем воды составляет 1300 км³.

Таблица 5. Годовой водный баланс земного шара (по И. М. Львовичу)

Элементы водного баланса	Годовой объем, км ³	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 ¹	238	1,4
Испарение	7 500	238	1,4

Мировой океан (361 100 тыс. км²)

Осадки	411 600	11 400	78,4
Приток речных вод	41 000	114	7,8
Испарение	52 600	1 254	86,1

Земной шар (510 000 тыс. км²)

Осадки	525 000	1030	100
Испарение	525 000	1030	100

¹ В том числе 830 км³, или 26 мм, речного стока.

§ 7. ПУТИ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ КРУГОВОРОТА ВОДЫ

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

Круговорот воды в природе — грандиозный и жизненно важный процесс, связывающий воедино атмосферу, биосферу и гидросферу.

В Советском Союзе вследствие неравномерного распределения водных ресурсов в некоторых крупных районах, например в Западном и Восточном Прикаспии, Казахстане, Туркмении, Южной Украине, Донском бассейне и Средней Азии, ощущается недостаток в пресной воде, поэтому в этих районах постоянно ведутся большие работы по обеспечению водой засушливых и промышленно-строительного оросительно-обводнительных систем в Запавольжье, Константиновского гидроузла на реке Дон. На Украине вводятся в эксплуатацию сотни тысяч гектаров орошаемых земель, преимущественно в засушливых причерноморских и приазовских районах — Дунайско-Днепровском и Каховском. Аналогичные работы в крупных масштабах проводятся и в других союзных республиках.

Решение проблемы пресной воды в перспективе требует существенных изменений принципов использования и охраны водных ресурсов. Одна из насущных задач в этом направлении — 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.

Важная теоретическая и практическая задача — научиться управлять морскими течениями в океанах и морях. Пока эта задача еще не осуществима. Однако в будущем человек, несомненно, сможет изменить направления морских течений в целях улучшения климата крупных частей суши (М. И. Львович).

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, посадкой лесонасаждений и полезащитных лесных полос, почвенно-мелиоративных мероприятий, организацией переброски вод северных рек в засушливые районы, преобразования водного режима рек и др.

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

В проблеме преобразования круговорота воды в природе наряду с гидрологами, метеорологами, океанографами и географами принимают участие и гидрогеологи, потому что 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, обеспечивающего получение более высококачественной воды за счет использования подземных вод, уже говорилось выше. Кроме того, накопление 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 бывает 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 полностью весь речной сток может быть задержан поверхностными водохранилищами и аккумулирован в пластах и толщах горных пород.

§ 1. ПОРИСТОСТЬ ГОРНЫХ ПОРОД

Одним из важнейших гидрогеологических показателей горных пород служит их пористость. В песчаных породах выделяют поровую пористость, а в крепких (песчаники, граниты и др.) — трещинную.

Подземные воды заполняют поры, трещины и другие виды пустот в горных породах. Объем всех пустот в породе называют *скважностью*. Естественно, 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 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. К капиллярной скважности относят мелкие пустоты, где вода передвигается главным образом под действием электрических сил и сил поверхностного натяжения. К некапиллярной скважности относят крупные, лишённые капиллярных свойств пустоты, в которых вода передвигается только под влиянием силы тяжести и разности напора.

Мелкие пустоты в горных породах называют *пористостью*. Обычно различают три вида пористости пород: общую (полная, абсолютная, физическая); открытую (действительная, пористость насыщения) и динамическую. Нередко термин «пористость» употребляют как синоним «общей пористости».

Общая пористость количественно определяется отношением объема всех мелких пустот в данном образце породы (включая и несообщающиеся между собой пустоты) ко всему объему образца. Выражается общая пористость n в долях единицы:

$$n = \frac{v_n}{v} \quad (\text{II.1})$$

или чаще в процентах:

$$n = \frac{v_n}{v} \cdot 100\%, \quad (\text{II.2})$$

где v_n — объем пор в образце породы, v — объем образца.

Общая пористость характеризуется *коэффициентом пористости* (или *приведенной пористостью*). Коэффициент пористости e выражается отношением объема всех пор в породе v_n к объему твердой части породы (скелета) v_c и выражается в долях единицы:

$$e = \frac{v_n}{v_c}. \quad (\text{II.3})$$

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 при увлажнении. 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, объем которого изменяется.

Таким образом, окончательная формула пористости будет

$$n = \frac{v_n}{v} = \frac{v_n}{v_c + v_n}. \quad (\text{II.4})$$

Разделив числитель и знаменатель последней формулы на v_c , можно найти зависимость между пористостью n и коэффициентом пористости e :

$$n = \frac{e}{1 + e}, \quad (\text{II.5})$$

откуда приведенная пористость

$$e = \frac{n}{1 - n}. \quad (\text{II.6})$$

Величина общей пористости породы, выраженная отношением объема пор ко всему объему породы, всегда меньше единицы (если она выражена в процентах, то 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.

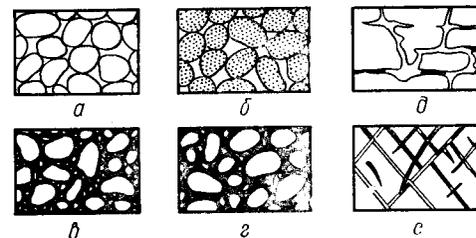


Рис. 10. Схема различных видов пор в горных породах:

а и *б* — поры в песках с хорошо окатанными и отсортированными зернами; *в* — поры в разнозернистых песках с плохо окатанными и слабо отсортированными зернами; *г* — поры в песчанике, частично заполненные цементирующим веществом; *д* — поры в трещиноватых известняках, частично расширенные выщелачиванием; *е* — трещины в массивно-кристаллических породах

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. 10).

Мелкие глинистые частицы пластинчатого, неправильного и угловатого вида обуславливают больший объем пор, чем более крупные округлые частицы в песках и других зернистых породах. Этим объясняется различие в величине пористости глины и песка. Частицы в глинах пластинчатой формы, соответственно и поры в них в виде удлиненных щелевидных промежутков. Пористость глин достигает 40—50%. В песках, поры которых по очертанию напоминают шар, пористость составляет 30—35%.

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

Допустим, что зерна леска имеют форму небольших шаров одинакового диаметра. Эти шары могут быть различно сложены. Их можно расположить рядами так, чтобы центры образовали куб или тетраэдр (рис. 11, а, б). При первом сложении объем промежутков между шарами, как показывают расчеты, составит 47,6%, а при втором — 26,2% от объема всего образца. В третьем случае (рис. 11, в) объем промежутков, а следовательно, и пористость будет средней величины. Приведенный пример с шарами будет действителен для частиц любого размера, так как при шарообразной форме частиц пористость не зависит от их размера. Поэтому пористость песчаных пород колеблется в указанных пределах (от 26,2 до 47,6%).

В природной обстановке, однако, порода редко бывает однородной, а слагающие ее зерна обычно не бывают шарообразной формы. Чаще породы сложены частицами разного размера. Например, в галечнике промежутки нередко 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 ее наблюдается и в крупнозернистых лесках, гравелистых и других зернистых отложениях, где промежутки между крупными зернами заполнены более мелкими песчаными и глинистыми частицами.

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

$$n = \left[1 - \frac{\Delta}{\gamma(1 + 0,9w)} \right] \cdot 100\%,$$

(II.7)

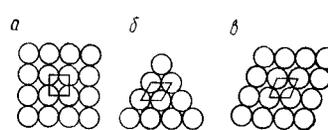


Рис. 11. Влияние расположения шаровых зерен на величину пористости:

а — наименее плотное сложение зерен; б — наиболее плотное сложение зерен; в — сложение средней плотности

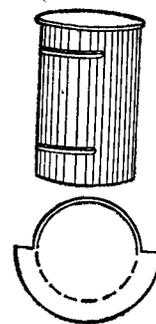


Рис. 12. Цилиндр для отбора образцов пород с ненарушенной структурой

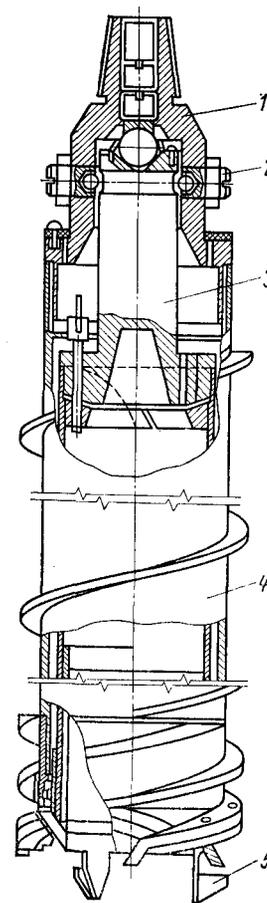


Рис. 13. Обуривающий грунтонос ГО-2:

1 — переходник; 2 — фиксатор; 3 — шаровая пятка; 4 — корпус; 5 — лопасть башмака

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

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

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. Предположим, что объем, занятый песком, составлял 250 см^3 , а для насыщения этого объема пошло 78 см^3 воды. Тогда пористость песка $n = 78/250 = 0,312$, или $0,312 \cdot 100 = 31,2\%$.

Приведенный способ определения пористости песка даст точные результаты только при условии, если образец песка будет иметь естественное сложение, т. е. плотность сложения не будет сильно нарушена при отборе образца.

Для отбора песка с ненарушенной структурой применяются металлические цилиндры с режущим нижним краем или *грунтоносы*. Грунтонос для отбора образцов песков в шурфах и обнажениях, открытый с концов и заостренный с одного края, изображен на рис. 12. Это цилиндр, на боковой стенке которого имеются две узкие щели (прорези). Для отбора из шурфа образца с ненарушенной структурой цилиндр постепенно вдавливают в песок, после чего цилиндр снаружи осторожно очищают лопаткой от породы, а в боковые щели вставляют заслонки, ограничивающие определенный объем образца. Образец отсылается в полевую гидрогеологическую лабораторию для определения физических и водных свойств.

Для 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. 13 показан грунтонос К. И. Тьльческого. При помощи его отбирают образцы с ненарушенной структурой из глин, сульфидов и уплотненных песков.

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 водопроницаемости таких пород зависит от степени и характера трещиноватости.

Трещины и поры могут сообщаться между собой или быть изолированными.

Пористость скальных пород невелика (табл. 6). Ее чаще всего определяют весовым способом, для чего предварительно устанавливают объемную массу породы.

Таблица 6. Пористость скальных пород

Наименование породы	Пористость, %	Наименование породы	Пористость, %
Мелкозернистый гранит	0,06—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

Зная, что объем скелета (твердой части) породы v_c равен объему всего образца v за вычетом объема пор v_n , обозначим буквой g массу образца и найдем объемную массу породы δ :

$$\delta = \frac{g}{v - v_n}, \quad (\text{II.8})$$

откуда объем пор

$$v_n = v - \frac{g}{\delta}. \quad (\text{II.9})$$

Найдя из формулы (II.4) $v_n = nv$, после подстановки в правую часть выражения (II.9) получим формулу для вычисления пористости скальной породы:

$$\left. \begin{aligned} n &= 1 - \frac{g}{\gamma v}, \\ \text{или в процентах:} \\ n &= \left(1 - \frac{g}{\gamma v}\right) \cdot 100\%. \end{aligned} \right\} \quad (\text{II.10})$$

Открытая пористость характеризуется отношением объема сообщающихся между собой открытых пор ко всему объему образца породы. При определении открытой пористости не учитываются «закрытые» поры, а так-

же поры небольшого диаметра (просветы 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 пористостями (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 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.

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

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, 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 (ко-

личественно) в том, что в сцементированных осадочных породах общая пористость 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 называется *влагоемкостью*.

Влагоемкость так же, как и естественная влажность пород, выражается в долях единицы, а также и в массовых или в объемных процентах. По степени влагоемкости выделяют три группы пород: 1) влагоемкие — торф, глина, суглинки и др.; 2) слабовлагоемкие — глинистый песок, лёсс, мергель, глинистый песчаник и др.; 3) невлагеомкие — 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 — $W_{п}$.

Гигроскопическая влагоемкость, или гигроскопичность, $W_{г}$ — это 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. Максимальная гигроскопичность соответствует наибольшему количеству водяного пара, который порода может поглотить из воздуха при полном насыщении его водяными парами. Максимальная гигроскопичность для той или иной породы — величина постоянная. 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 молекуляр-

ного притяжения (по А. Ф. Лебедеву). Так, для среднезернистых песков она равна 1,6, а для глин возрастает до 44,8%.

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

Полная влагоемкость W_n 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.

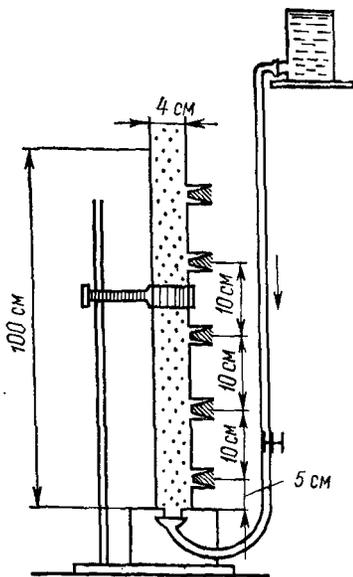


Рис. 14. Прибор для определения максимальной молекулярной влагоемкости песков

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

В качестве примера ниже 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. 14). В дно цилиндра вмонтирована небольшая трубочка с сеткой. Сбоку цилиндр имеет отверстия диаметром 2—

3 см, расположенные на расстоянии 10 см одно от другого.

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 воды 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.

Водоотдача — это способность водонасыщенных горных пород отдавать воду путем свободного стекания под действием силы тяжести. Удельная водоотдача характеризуется количеством воды, которое можно получить из 1 м^3 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_n и максимальной молекулярной влагоемкостями W_m :

$$\mu = W_n - W_m \quad (II.11)$$

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

Породы имеют различную водоотдачу (табл. 7).

Крунозернистые 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.

Таблица 7. Средние значения водоотдачи некоторых видов горных пород (по О. Б. Скиргелло)

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

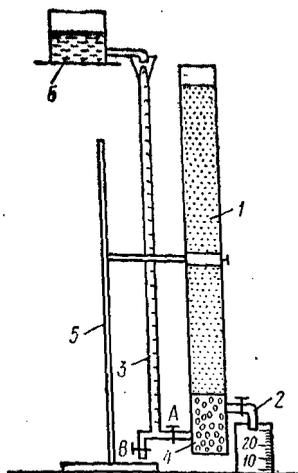


Рис. 15. Прибор для определения величины водоотдачи (по Н. Н. Биндеману): 1 — трубка; 2 — сливной кран; 3 — пьезометр с зажимами; 4 — гравийный фильтр; 5 — штатив; 6 — напорный бачок

ее 1,5—2,0 м, диаметр 3—4 см (рис. 15). В нижней части есть сливной кран. Трубка соединена с пьезометром, в котором два краника: один из них (А) служит для отключения пьезометра от трубки, а другой (В) — для выпуска воды из пьезометра.

Кроме вычисления водоотдачи горных пород по данным полной и максимальной влагоемкости ее можно определить также опытным путем в лаборатории, например, на приборе Н. Н. Биндемана и, кроме того, по данным наблюдений за колебанием уровня подземных вод; по материалам опытных кустовых откачек воды из скважин; по данным избыточного увлажнения пород зоны аэрации на площадке в 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

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

$$\mu = \frac{z}{\Delta h - h_k}, \quad (\text{II.12})$$

где z — толщина слоя воды, см (находится из выражения $z = \frac{v}{F}$, где v — объем вытекшей воды, см³;

F — площадь поперечного сечения трубки, см²); Δh — понижение уровня воды в пьезометре, см; h_k — высота капиллярного поднятия породы, см.

Полевые методы определения водоотдачи пород освещаются в курсе «Динамика подземных вод» [13].

Разность между полной влагоемкостью и естественной влажностью породы называется *недостатком 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 заземленного воздуха (рис. 16).

Недостаток насыщения D_w определяется 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 значению близка к максимальной молекулярной влагоемкости. Но такое допущение обычно не вносит существенных погрешностей в гидрогеологические расчеты.

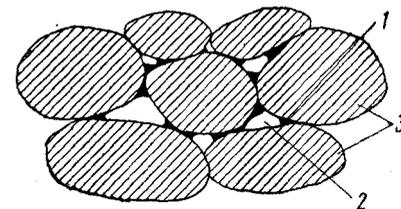


Рис. 16. Схема распределения воды и воздуха в порах крупнозернистой породы: 1 — вода; 2 — воздух; 3 — зерна породы

Водопроницаемость и проницаемость. Под водопроницаемостью принято понимать свойство горных пород пропускать 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.

По водопроницаемости выделяются три группы пород: 1) водопроницаемые — галечник, гравий, песок и т. п.; 2) полуводопроницаемые — глинистый песок, супесь, легкий суглинок, лёсс и т. п.; 3) практически водонепроницаемые (водоупорные) — глина, тяжелый суглинок, плотный хорошо разложившийся торф, кристаллические и осадочные нетрещиноватые породы и т. п. Глина, торф, тяжелые суглинки и некоторые другие породы, как уже отмечалось, обладают высокой влагоемкостью; ничтожной водоотдачей и в то же время водоупорными свойствами. Последние объясняются тем, что в тончайших порах движение воды испытывает очень большое сопротивление и даже под высоким давлением глины очень слабо пропускают воду.

Крепкие скальные породы, такие, как граниты, сиениты и др., также непроницаемы для воды. Движение воды в них возможно только по трещинам. Однако некоторые разности пород обладают не только трещиноватостью, но и достаточно крупными порами. В этих породах вода движется как по трещинам, так и по порам. К ним можно отнести некоторые разности слабо сцементированных трещиноватых песчаников, рыхлые пористые и трещиноватые мергели и др.

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 быть и не связанной с поверхностью подземных вод.

Поверхностное натяжение проявляется на границе раздела двух сред — поверхности подземной воды и почвенного воздуха и вызвано усилением натяжения поверхностной пленки, приходящимся на единицу длины. Размерность поверхностного натяжения σ согласно 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 — результат 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 — также проявление поверхностных молекулярных сил на границе жидкость — твердое тело.

Под действием капиллярных сил породы впитывают воду и удерживают ее в порах, противодействуя передвижению воды. Капиллярные свойства пород — это высота и скорость капиллярного поднятия 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. 17). Силы поверхностного натяжения bb_1 направлены при этом по касательной к шаровой поверхности мениска. Вертикальные составляющие cc_1 сил поверхностного натяжения, направленные в одну сторону, суммируются в силу P , под действием которой вода в капилляре поднимается до высоты H_k .

Высота капиллярного поднятия зависит от гранулометрического состава горных пород: в мелкозернистых породах она больше, в крупнозернистых меньше. Это подтверждается наблюдениями в обнажениях непо-

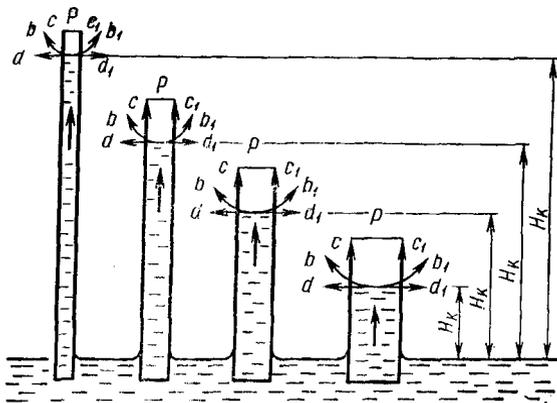


Рис. 17. Схема капиллярного поднятия воды в трубках разного диаметра

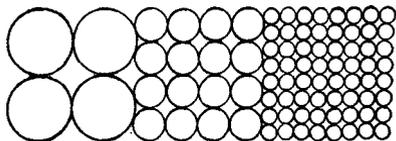


Рис. 18. Схема зависимости размера пор от диаметра зерен

средственно в полевых условиях и опытами: в тонких капиллярных трубочках вода поднимается на большую высоту, чем в трубочках с большим диаметром.

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 капиллярные (рис. 18).

Подъем жидкости в капилляре означает, что давление P_1 на поверхности вогнутого мениска меньше, чем давление P_0 на плоской поверхности воды в пласте горной породы.

Величина капиллярного давления P_k (Н/м) может быть определена по упрощенной формуле Лапласа:

$$P_k = P_1 - P_0 = \pm \frac{2\sigma}{r}, \quad (II.13)$$

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

Давление же воды в капиллярной трубке равно произведению высоты капиллярного поднятия (столба воды) H_k на объемную массу воды (жидкости) γ_w . Объемную массу воды, в свою очередь, можно выразить как произведение плотности (воды) ρ на ускорение свободного падения g . Окончательно получим

$$P = H_k \rho g. \quad (II.14)$$

Высота капиллярного поднятия в общем виде выражается формулой Жюрена:

$$H_k = \frac{2\sigma \cos \theta}{r_1 \rho g}, \quad (II.15)$$

где θ — угол смачивания; r_1 — радиус капиллярной трубки.

Следовательно, высота капиллярного поднятия в капиллярной трубке H_k прямо пропорциональна поверхностному натяжению σ и косинусу угла смачивания θ и обратно пропорциональна радиусу трубки r_1 , плотности жидкости ρ и ускорению свободного падения g (табл. 8).

Таблица 8. Высота капиллярного поднятия для некоторых пород (по Д. М. Кацу)

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

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 Na₂SO₄ 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 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, засыпают песок. Нижний конец трубки, укрепленный на кронштейне штатива и предварительно обвязанный марлей, погружают на несколько миллиметров в сосуд с водой, 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. 19).

2. При однородном строении пород в зоне аэрации высоту капиллярного поднятия иногда определяют в полевых условиях путем непосредственного наблюдения за интенсивностью окраски породы на свежес обнаженной 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 капиллярметра Г. Н. Каменского (рис. 20).

Наиболее точные результаты с помощью капиллярметра 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. 12).

Определение высоты капиллярного поднятия в капиллярном метре ведут следующим образом. В короткий стек-

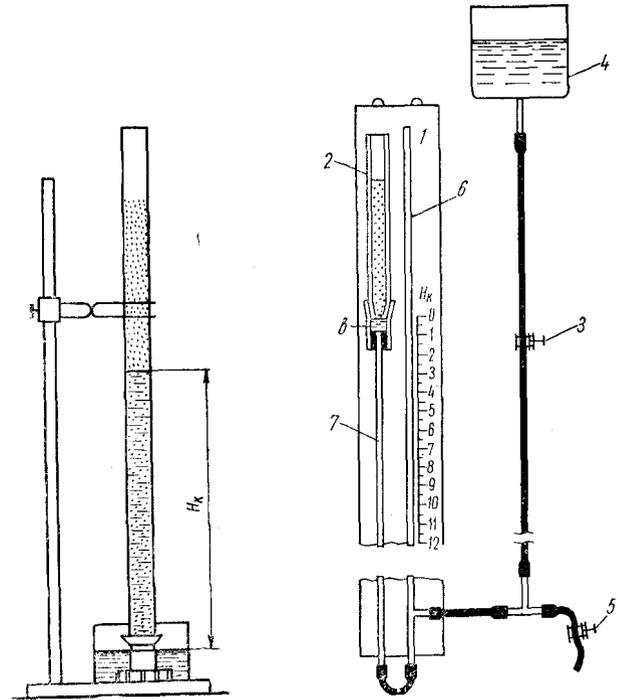


Рис. 19. Определение высоты капиллярного поднятия в стеклянной трубке

Рис. 20. Капиллярметр системы Г. Н. Каменского:

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

лианный цилиндр 2, укрепленный на деревянном щите 1, насыпают с легким утрямыванием песок на высоту 10 см. Затем, освободив зажим 3, медленно насыщают песок водой, поступающей снизу из сосуда 4, до полного удаления из капиллярметра воздуха. После того как вода тонким слоем (0,5—1 см) покроет поверхность песка в цилиндре 2, перекрывают зажим 3 и приоткрывают

зажим 5. Тогда вода начинает постепенно вытекать из системы трубок капилляриметра, а уровень в трубке 6 будет понижаться.

Стеклянные трубки 6 и 7 соединены резиновой трубкой, поэтому они представляют собой сообщающиеся сосуды. Наблюдаемая при опытах разность H_k уровней воды в трубках 6 и 7 обусловлена только капиллярными силами, удерживающими уровень воды в трубке 7 на большей высоте. Очевидно, что снижение уровня в трубке 6 будет происходить только до тех пор, пока разность столбов воды в трубке несколько не превысит высоту капиллярного поднятия воды в образце породы, загруженной в цилиндр 2. В этот момент произойдет отрыв воды от песка. Это отмечается по небольшому скачкообразному подъему уровня воды в трубке 6 или по небольшому пузырьку воздуха, появляющемуся под пробкой 6 в трубке 7.

В момент появления одного из указанных признаков замечают положение уровня воды в трубке 6. Расстояние от нуля шкалы капилляриметра до уровня воды в трубке 6 в момент отрыва и определяет искомую величину высоты капиллярного поднятия для данного образца песка.

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

4. Приблизительно высоту капиллярного поднятия H_k (см) можно подсчитать по формуле Козени:

$$H_k = 0,446 \frac{1-n}{n} \cdot \frac{1}{d_e}, \quad (\text{II. 16})$$

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 с 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 этом 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, приводит к сырости в помещениях. Соли, находящиеся в воде, обуславливают разрушение стен. Кроме того, капиллярная вода развивает капиллярное давление, которое на высоте нахождения капиллярной бахромы (зоны) равно высоте его 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 веса сооружения). Численно последнее примерно равно массе столба воды, считая от основания фундамента и до уровня подземных вод.

§ 3. ВИДЫ ВОДЫ В ГОРНЫХ ПОРОДАХ

На основе многолетних тщательно организованных и проведенных экспериментальных исследований А. Ф. Лебедев впервые детально изучил состояние и свойства воды в рыхлых, песчаных и глинистых породах [17]. Он выделил пять основных видов воды, различающихся по физическим свойствам: парообразную, гигроскопическую, пленочную, гравитационную (свободную гравитационную и капиллярную), в твердом состоянии.

Согласно новейшим представлениям в горных породах в настоящее время выделяются следующие основные виды воды: парообразная, прочносвязанная и рыхлосвязанная, капиллярная, свободная (гравитационная) и твердая. Кроме того, в минералах установлена химически связанная вода (конституционная и кристаллизационная).

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 влаж-

ных к менее влажным участкам. Перемещение парообразной влаги происходит во всех направлениях (горизонтальном, вертикальном). Пары воды проникают в почву из атмосферы или образуются при испарении

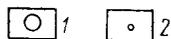
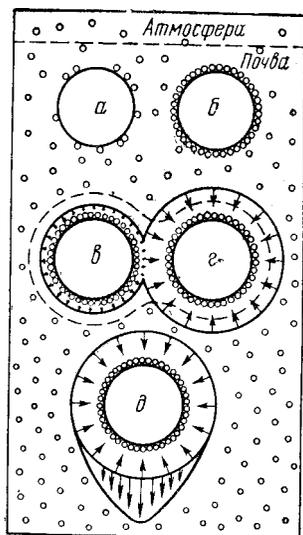


Рис. 21. Схема различных видов воды в породе (по А. Ф. Лебедеву):

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 породы со свободной водой; 1 — частицы породы; 2 — молекулы воды в виде пара

ды из водяного пара или жидкого состояния (рис. 21). Она свойственна преимущественно тонкодисперсным породам. Прочносвязанная вода облекает поверхность частиц тонкой пленкой, которая прочно удерживается молекулярными и электростатическими силами (до 10^9 Па).

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.

Связанная вода отличается от свободной: ее средняя 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 адсорбации молекул воды

Исследования последних лет (Б. В. Дерягин, Р. И. Злочевская, 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 (рис. 21, *а*). Толщина этого слоя воды (неподвижный, по Б. В. Дерягину) 1—3 молекулы, состоит он 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 сольватным или осмотическим. Этот слой непосредственно налегает на охарактеризованный выше. Толщина слоя составляет 10—20 молекул, ориентировка молекул менее выдержана, тепло при смачивании не выделяется. 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 $100\text{—}120^\circ \text{C}$.

Сольватный слой воды обычно соответствует величине влажности породы, равной максимальной гигроскопичности (рис. 21, *б*). Прочносвязанная вода сольватного слоя перемещается только после перехода 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 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 большей максимальной гигроскопичности.

Влажность пород, отвечающая максимальной толщине пленки, соответствует максимальной молекулярной влагоемкости (по А. Ф. Лебедеву). Наличие пленочной воды в породах заметно, 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 (рис. 21, в, г). Перемещение воды происходит очень медленно, пока толщина пленок у обеих частиц не сравняется (до уравнивания 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 обуславливает 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 легко растворимые 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 его концентрацией.

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

Рыхлосвязанная вода не подчиняется силе тяжести, поскольку молекулярные и другие силы, удерживающие пленочную воду, превосходят силу тяжести; она не пе-

редает 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 (рис. 21, д).

Капиллярная вода заполняет в породах капиллярные поры и узкие 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 капиллярных (менисковые) сил, возникающих на границе воды и воздуха, содержащегося в породах. Второстепенное влияние на движение капиллярных вод в некоторых случаях оказывает сила тяжести (см. выше § 2 «Водные свойства горных пород»).

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.

Капиллярно-подвешенная вода не сообщается с уровнем грунтовых вод (рис. 22). 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 различной. При длительном испарении капиллярно-подвешенная вода может расходоваться до полного исчезновения. Для растений эта вода вполне доступна.

Капиллярно-поднятая (капиллярной каймы) вода обычно располагается над поверхностью грунтовых вод, от которых она поднимается под действием силы поверхностного натяжения (рис. 22). Мощность капиллярной каймы изменяется от 0 (гравий, галька) до 4—5 м (глинистые породы). В связи с тем что капиллярно-под-

нятая вода гидравлически связана с уровнем грунтовых вод, верхняя поверхность ее (бахрома) подвержена вертикальным колебаниям в соответствии с высотными изменениями уровня гравитационных вод.

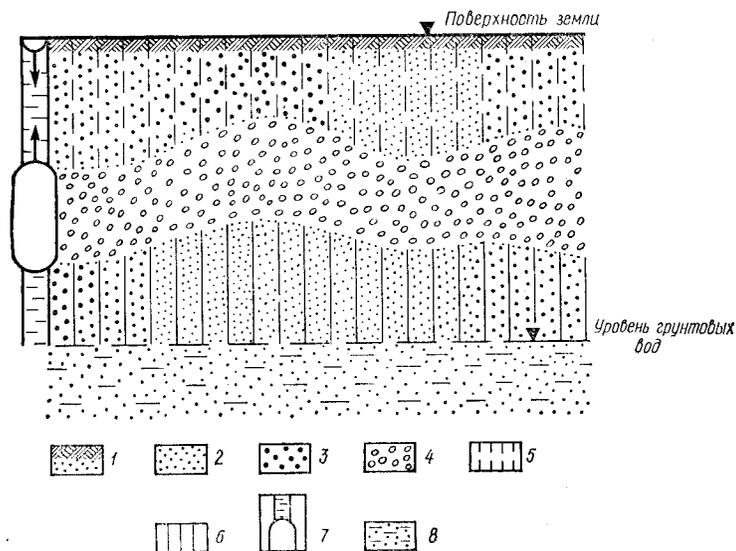


Рис. 22. Схема капиллярно-подвешенной и капиллярно-поднятой воды:

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 — грунтовые воды

Свободная (гравитационная) вода образуется в породах при их влажности выше максимальной молекулярной 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 водопроницаемости 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 (зона аэрации) атмосферных осадков и вод поверхностного стока до уровня подземных (чаще грунтовых) вод (см. гл. X).

Свободные воды широко распространены в зоне насыщения, характеристика которых приведена в гл. X—XIV учебника.

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 ней водой, промерзающей в холодный период года, называют слоем зимнего промерзания (подробно о твердой фазе воды в пластах горных пород сказано в гл. XIII).

Кроме описанных основных видов воды важно кратко остановиться на воде, которая содержится во многих минералах и выполняет существенную роль в их строении.

С учетом новейших данных в настоящее время в минералах выделяются 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 гидроксиды типа $\text{Al}_2(\text{OH})_3$, $\text{Ca}(\text{OH})_2$ и такие минералы, как диаспор AlOH , топаз $\text{Al}_2(\text{OH})_2 \text{SiO}_2$ 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, можно назвать соду $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 10 \text{H}_2\text{O}$ (содержит 63% воды по массе), мирабилит $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10 \text{H}_2\text{O}$ (55,9%), бишофит $\text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ (53,2%), гипс $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ (20,9%) и др.

ГЛАВА III

Основные понятия о тепловом режиме земной коры

§ 1. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ТЕПЛОМ 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 различных 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 отмечалось ранее, солнечная энергия и сила тяжести определяют круговорот воды (см. гл. I, § 5).

Интенсивностью солнечной радиации называют количество тепла в джоулях, получаемое от Солнца 1 см^2 абсолютно черной (т. е. поглощающая всю радиацию) поверхности, перпендикулярной к лучам, за 1 мин. Интенсивность солнечной радиации на среднем расстоянии Земли от Солнца составляет около $8,4 \text{ Дж}/(\text{см}^2 \cdot \text{мин})$ (так называемая солнечная постоянная) или $4,4 \cdot 10^6 \text{ Дж}/(\text{см}^2 \cdot \text{год})$. Фактически из-за шарообразности Земли и вращения ее вокруг оси и Солнца на единицу поверхности внешней границы атмосферы поступает всего $1/4$ часть от возможной радиации, т. е. около $1,1 \cdot 10^6 \text{ Дж}/(\text{см}^2 \cdot \text{год})$. Примерно 33% от этой величины солнечной радиации ($0,36 \cdot 10^6 \text{ Дж}/(\text{см}^2 \cdot \text{год})$) отражается атмосферой в мировое пространство. В земную атмосферу поступает только $0,74 \cdot 10^6 \text{ Дж}/\text{см}^2$ в год. Из них около $0,25 \cdot 10^6 \text{ Дж}/(\text{см}^2 \cdot \text{год})$ поглощается атмосферой, $0,18 \cdot 10^6 \text{ Дж}/\text{см}^2$ расходуется в виде отраженной радиации от поверхнос-

ти Земли. Остальные $0,31 \cdot 10^6 \text{ Дж}/(\text{см}^2 \cdot \text{год})$ составляют суммарную (прямая и рассеянная) радиацию. Эта тепловая энергия идет на испарение воды с поверхности Земли и участвует в теплообмене с верхними слоями земной коры.

К внутренним источникам тепловой энергии относят прежде всего тепло, выделяющееся при радиоактивном распаде урана, тория и калия. Кроме того, с выделением тепла протекают такие процессы, как приливное трение, релаксация (ослабление) упругих напряжений, гравитационные и полиморфические превращения, перестройка электронных оболочек, фазовые переходы химических реакций и др. Важно при этом сказать, что не все внутренние источники тепла представляется возможным оценить количественно. Даже оценка тепловой энергии, выделяющейся при распаде радиоактивных элементов, является сугубо приближенной. Это связано с тем, что пока отсутствуют данные о законе распределения радиоактивных элементов по радиусу Земли и их перераспределении в процессе ее геологического развития.

§ 2. ВИДЫ ТЕПЛОПЕРЕДАЧИ И ТЕРМИЧЕСКИЕ 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 пород в недрах земли постоянно происходит теплообмен, который осуществляется кондуктивной и конвективной передачами и путем теплового излучения.

Кондуктивная теплопередача обусловлена теплопроводностью горных пород.

Конвекция бывает естественной (свободная) 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 тепла.

Передача тепла путем лучистого излучения может

происходить только при очень высоких температурах и на больших глубинах (более 100 км).

Рассмотрим 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). Теплопроводность характерна для всех горных пород [31].

В твердых телах тепло распространяется по закону Фурье:

$$q = \lambda \operatorname{grad} t = -\lambda \frac{t}{n}, \quad (\text{III.1})$$

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 распространения тепла (производная). 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 К.

Коэффициент теплопроводности λ при стационарных условиях определяется из выражения

$$\lambda = \frac{Ql}{\tau S (T_2 - T_1)}, \quad (\text{III.2})$$

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, м²; $(T_2 - T_1)$ — падение температуры, кельвин.

Коэффициент теплопроводности измеряется в ваттах на метр-кельвин — Вт/(м·К).

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. Это объясняется в основном тем, что связанная влага имеет другие физические свойства по сравнению со свободной водой.

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 [14].

Теплопроводность воздуха равна 0,0234, снега 0,1256—0,2093, льда 2,1353—2,3865, воды 0,5694 Вт/(м·К).

Теплоемкость — существенный показатель тепловых свойств пород. 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. При этом можно записать следующее выражение: $dQ = C dt$, 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.

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 (табл. 9).

Таблица 9. Некоторые данные по теплоемкости и температуропроводности пород (по В. Н. Кобрановой)

Порода	Удельная массовая теплоемкость, Дж/(кг·К) при температуре, °С		Температуропроводность, 10 ⁻⁶ м ² /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	0,31
Известняк	0,77—1,0	» 50—60	0,50—2,0
Песчаники	0,79—1,0	» 50—60	0,44—2,4
Каменная соль	0,84	» 20	—

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_m при постоянном давлении на плотность ρ :

$$a = \frac{\lambda}{\rho C_m} = \frac{\lambda}{C_p}. \quad (\text{III.3})$$

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 температуропроводность сначала возрастает до максимума, а затем убывает.

Удельная теплоемкость у большинства породообразующих минералов ниже, чем у воды. Поэтому с повышением влажности увеличиваются удельная теплоемкость и теплопроводность пород.

§ 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 и рельефом местности и некоторыми другими факторами.

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 были периоды изменения климата, в результате которых наступало оледенение континентов. Ориентировочные расчеты Г. А. Череманского свидетельствуют о том, что, например, влияние ледников могло сказываться на глубину более 1 км. 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 [14].

Температура поверхностного слоя под влиянием солнечной радиации в течение суток подвергается периодическим колебаниям с одним максимумом и одним минимумом (рис. 23). Разницу между максимальной и минимальной температурами называют амплитудой колебаний температур, а интервал времени между наступлениями минимума и максимума в температурной волне — периодом температурной волны.

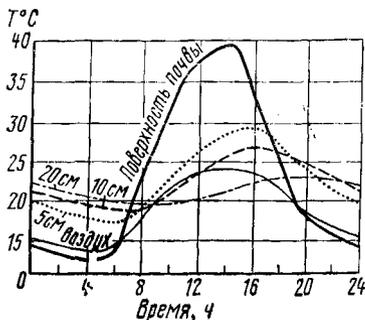


Рис. 23. Суточный ход температуры воздуха и почвы на различных глубинах (Воронеж, август 1943 г.)

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.

Характер колебаний среднемесячных температур воздуха и почвы можно получить по данным рис. 24. Породы в пределах местонахождения метеостанции представлены суглинками, подстилаемыми глинами. Кривые на рис. 24 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.

Годовые температурные изменения во внешней зоне на континентах прослеживаются на большую глубину — до 15—30 м, а в морях и океанах годовые колебания температур достигают глубины 350 м.

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.

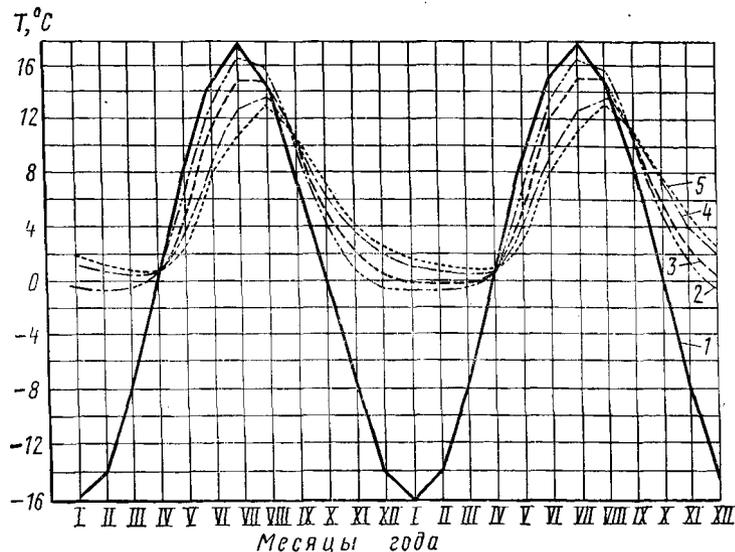


Рис. 24. Среднемесячные температуры почвы и воздуха на станции Менделеево Пермской области:
1 — температура воздуха; 2—5 — температура почвы на различных глубинах (м); 2 — 0,2; 3 — 0,4; 4 — 0,8; 5 — 1,0

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. 25). Термоизоплетами называют линии, соединяющие одинаковые

значения температуры пород на различных глубинах для определенного времени.

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.

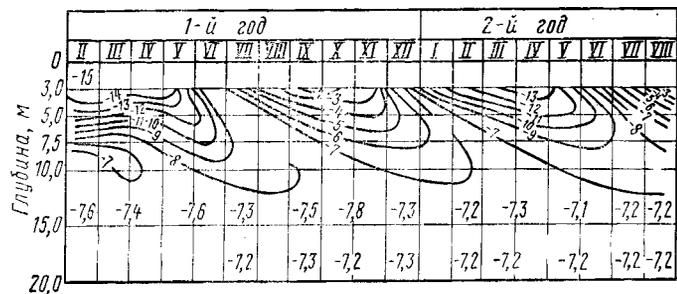


Рис. 25. График термоизоплет многолетнемерзлых толщ в районе Оймякона Восточной Якутии (по Н. А. Граве, М. К. Гавриловой, Г. Ф. Гравису и др.)

Необходимо отметить, что температура в этом поясе относительно постоянная в многолетнем разрезе, поскольку ежегодно изменяется количество поступающего и уходящего из почвы тепла.

Тепловой режим пояса постоянных годовых температур зависит от географического положения района, гидрогеологических и геокриологических и прочих особенностей (табл. 10).

На территории СССР температура пояса постоянных годовых температур по данным Г. А. Череменского изменяется от -13°C (внутренние районы Таймырского полуострова) до $+20^{\circ}\text{C}$ (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

Пункты исследований	Глубина залегания пояса постоянных годовых температур, м	Примечание
Эдинбург	11,9	Значения глубин постоянных температур вычислены при точности измерения температуры $\pm 0,1^{\circ}\text{C}$
Белград	13,0	
Париж	14,6	
Киев	15,0	
Цюрих	15,0	
Ленинград	15,2	
Брюссель	15,6	

более тесно связана со среднегодовой температурой почвы на любой глубине, чем с температурой воздуха.

Глубину залегания пояса постоянных годовых 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 превышает $0,1^{\circ}\text{C}$. Приблизленно глубина «нейтрального» слоя 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 постоянных суточных температур [14].

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. 26 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 (соответствует логарифму $0,1$) определяет глубину залегания пояса постоянных температур, которая в данном примере равна 23 м.

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 служит 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.

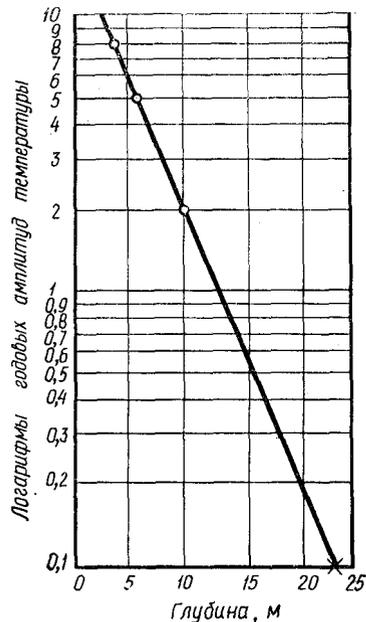


Рис. 26. Графический способ определения глубины пояса постоянных температур (по А. Н. Огильви)

Величина углубления по вертикали в метрах, при которой температура повышается на 1 К.

За среднюю геотермическую ступень при приближенных расчетах принимают 33 м/К. В действительности величина геотермической ступени колеблется в широких пределах — от 1 до 200 м/К и зависит от термических свойств горных пород, возраста и типа геологических структур и гидрогеологических условий.

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/К) рассчитывают по формуле

$$G = \frac{H - h}{T - T_b}, \quad (III.4)$$

где H — глубина замера температуры, м; h — глубина слоя постоянной годовой температуры, м; T — температура на глубине H , К; T_b — средняя годовая температура воздуха на поверхности земли, К.

§ 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), представляет 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 геотемпературного поля.

А. М. Овчинников предлагает выделять другие типы геотермического режима: нормальный, магматогенный и криогенный [25].

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. XIII), где горные породы имеют отрицательную температуру до значительных глубин, достигающих на отдельных площадях многих сотен метров. Здесь наблюдается харак-

терное 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 $0,1^{\circ}\text{C}$.

Обобщение результатов термометрических наблюдений позволяет установить региональные закономерности формирования и распределения геотемпературного поля, выявить и расшифровать его различные вариации и аномалии. Для этого строят геотермические карты геонзоотерм, термоизогипс и равного геотермического градиента [31].

Геоизотермы (изотермы) — линии, соединяющие точки с одинаковыми температурами на определенном уровне. В зависимости от характера поверхности карты изотерм могут быть составлены для определенной глубины, заданной абсолютной отметки, установленной 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. Она 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, строят карты термоизоклин. *Термо-*

изоклины — линии, соединяющие равные отклонения температур от нормального температурного поля района исследований.

Сведения о температуре подземных вод приведены в гл. III, § 2; гл. VI, § 1 и гл. XIV, § 3.

§ 5. ПРАКТИЧЕСКОЕ ПРИМЕНЕНИЕ ГЕОТЕРМИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ДЛЯ РЕШЕНИЯ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ ЗАДАЧ

Естественные и искусственные тепловые поля могут быть использованы при решении различных гидрогеологических задач [31]: 1) расчленения геологического разреза, выделения водоносных горизонтов и водоупорных толщ, определения их интервалов залегания и мощностей; 2) установления глубины залегания подземных вод по температуре воды в источниках; 3) классификации источников по питающим их водам водоносных горизонтов при выполнении гидрогеологической съемки; 4) определения скорости фильтрации подземных вод на разных интервалах глубины и качественной оценки фильтрационных свойств отдельных толщ пород в зоне активного водообмена; 5) прослеживания по площади и вертикальному разрезу водоносных горизонтов, участков разломов, трещиноватых и закарстованных зон и оценки степени закарстованности пород; 6) поиска и разведки горячих подземных вод; 7) изучения локальных и региональных гидрогеологических особенностей артезианских бассейнов, выявления областей питания, стока и разгрузки подземных вод; 8) определения скрытых очагов разгрузки восходящих горячих подземных вод; 9) исследования условий формирования и динамики подземных вод, выявления гидродинамических зон; 10) установления источников (водоносных горизонтов) обводнения горных выработок; 11) прогноза приближения при проходке забоя горной выработки и к обводненным зонам; 12) определения высоты подъема цементного раствора при цементировании затрубного пространства (кольца) скважин.

ГЛАВА IV

Строение подземной гидросферы. Классификация подземных вод

§ 1. СТРОЕНИЕ ПОДЗЕМНОЙ ГИДРОСФЕРЫ

Подземная гидросфера сверху ограничена поверхностью земли, нижняя ее граница достоверно еще 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 вод в жидком состоянии невозможно (рис. 27). Другие исследователи (Ф. А. Макаренко, В. И. Лялько 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. В подземной гидросфере выделяются следующие гидрофизические зоны: 1) аэрации; 2) мерзлой зоны земной коры; 3) насыщения; 4) переуплотненного водяного флюида; 5) жидкопластичного водного раствора силикатов и алюмосиликатов; 6) диссоциированных молекул воды.

Наиболее изучены первые три зоны, сведения о которых приводятся ниже. Данные о других зонах при необходимости можно получить из специальных литературных источников [31].

Зона аэрации охватывает верхние слои литосферы от дневной поверхности до уровня грунтовых вод. В этой зоне 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. II, § 3).

Мощность зоны аэрации зависит от литологических особенностей пород (глубины залегания водонепроницаемых толщ), рельефа местности, степени расчленен-

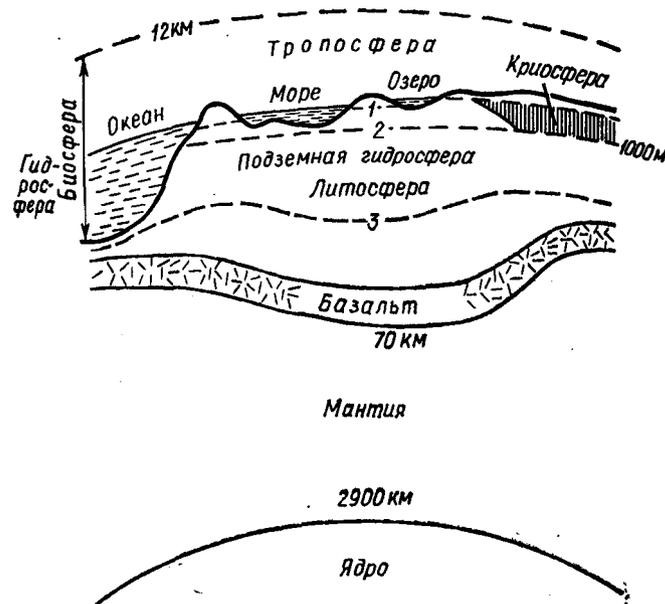


Рис. 27. Схема геосфер (по А. М. Овчинникову):

1 — слой годовых колебаний температур (20 м); 2 — слой вековых колебаний температур (1000 м); 3 — глубина критической температуры воды 400°С (12 км)

ности 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 вызывая заболачивание.

Через зону аэрации осуществляется тесная связь подземных вод с атмосферой; дождевые и талые воды просачиваются вглубь и пополняют 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 дождевых летом просачивается через породы зоны аэрации до уровня подземных вод. Если же зона аэрации сложена суглинистыми 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 бывает промерзшей, просачивание воды с поверхности через нее 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 сильно это отражается на относительно неглубоко залегающих грунтовых водах (см. гл. X).

Мерзлая зона земной коры (см. гл. XIII) 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 территории 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°C . Отрицательные температуры — реликт 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.

Зона насыщения (жидких вод) распространена повсеместно и охватывает почти всю площадь континентальной литосферы (80%). Основная особенность ее

заключается в том, что пустоты и поры пород в ней полностью заполнены (насыщены) свободной и связанной водой. Исключение составляют только площади месторождения нефти и газа. Сверху она граничит с зоной аэрации или мерзлой зоной. Нижняя граница зоны (глубина залегания критической температуры воды $374-450^{\circ}\text{C}$) зависит от тектонического строения территории 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.

В пределах зоны насыщения, начиная с глубины 1,5 км, происходит переход физически связанных вод в подвижное состояние. В нижних частях этой зоны, где температура превышает $200-300^{\circ}\text{C}$, в связанном состоянии остается лишь вода в кристаллической решетке минералов.

§ 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 породы, а также отдачи породами воды при их эксплуатации колодцами и скважинами выделяются водоносные (закрывающие гравитационную воду) и водоупорные (водонепроницаемые) породы.

Водоносными называют породы, которые способны пропускать воду через свою толщину и сравнительно легко отдавать ее под действием силы тяжести. К таким породам относятся: галечники, гравелиты, слабо сцементированные конгломераты и песчаники, пески, алевролиты, известняки, трещиноватые магматические и метаморфические породы.

К *водоупорным* относят такие породы, которые слабо пропускают через свою толщу воду 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 расчленение разреза на водоносные и водоупорные толщи (пласты).

При расчленении разрезов рыхлых и слабо сцементированных осадочных и метаморфических пород, представляющих пластово-поровые или порово-трещинные коллекторы подземных вод, следует пользоваться наиболее распространенными гидрогеологическими подразделениями (от более мелких к крупным): водоносный горизонт, водоносный комплекс и гидрогеологический этаж.

Водоносный горизонт — это относительно выдержанная по площади и в разрезе насыщенная свободной гравитационной водой одно- или разновозрастная толща горных пород, представляющая собой в гидродинамическом отношении единое целое.

По условиям залегания и режиму выделяются водоносные горизонты грунтовых, межпластовых ненапорных и артезианских вод (или напорных) (рис. 28).

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 слойным, двухслойным или многослойным (рис. 29).

При выделении водоносных горизонтов необходимо учитывать, что их мощность не может превышать мощность пород стратиграфических ярусов, реже отделов.

Как следует из определения, водоносный горизонт не обязательно должен быть связан с какой-либо определенной возрастной 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 выдержан-

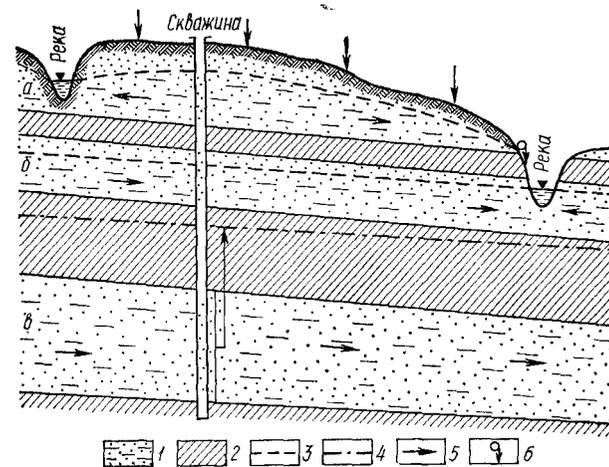


Рис. 28. Схемы залегания водоносных горизонтов:

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

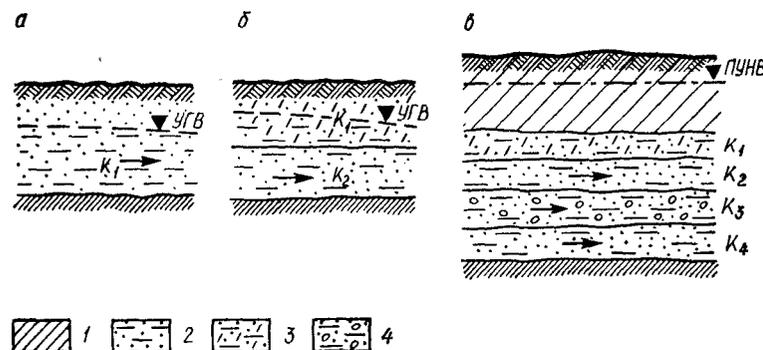


Рис. 29. Схемы строения водоносных горизонтов:

а — однослойный, б — двухслойный; в — многослойный (слойный); 1 — водоупорные породы; 2 — песок водоносный; 3 — супесь; 4 — песчано-гравийные водоносные отложения; УГВ — уровень грунтовых вод; ПУНВ — уровень напорных вод; K, K_1, K_2, K_3, K_4 — различные коэффициенты фильтрации пород

ную в вертикальном разрезе и имеющую региональное распространение водонасыщенную толщу одно- или разновозрастных и неодинаковых по составу пород. Он ограничен сверху и снизу регионально выдержанными водоупорными (или относительно водоупорными) пластами, почти исключающими или затрудняющими гидравлическую связь со смежными водоносными комплексами и тем самым обеспечивающими присущие данному

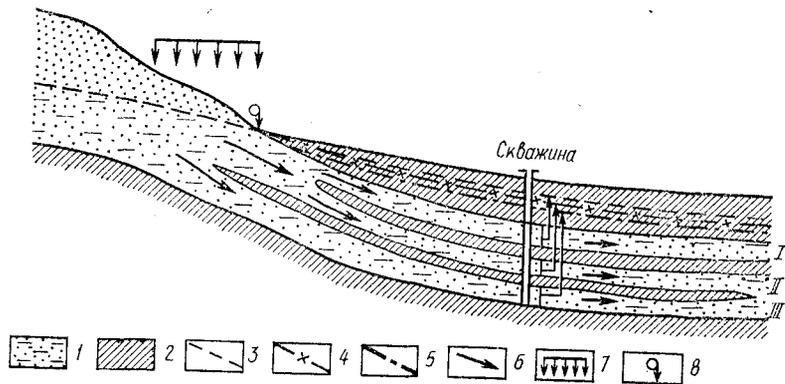


Рис. 30. Схема строения водоносного комплекса:

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

комплексу определенные особенности гидродинамического и гидрогеохимического режима вод (рис. 30).

Каждый водоносный комплекс характеризуется определенным положением областей питания, создания напора и разгрузки. Это обуславливает 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 водоносном 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.

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, нередко не удается выделить водоносные горизонты, комплексы и этажи. Такие породы отличаются неравномерной трещиноватостью, пестротой их литологических особенностей как по площади, так и в разрезе.

Наиболее водообильны участки повышенной трещиноватости. В таких толщах пород иногда представляется целесообразным выделять водоносные зоны. Отличительная особенность водоносных зон — 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 окажется

водоносным, поскольку при этом нет гидравлической связи между отдельными водоносными зонами.

Охарактеризованные выше основные 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 выдержаны в региональном плане 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 водоупорной 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 еще не установлены, хотя признаки, по которым можно судить об изолирующих свойствах пород, известны. Основные из них — литологические особенности и минералогический состав пород и их водно-физические свойства.

§ 4. КЛАССИФИКАЦИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Существует 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 происхождению, условиям залегания, гидродинамическим показателям, температуре, качественному составу, литологическим особенностям вмещающих пород, геологическому возрасту водоносных пластов и другим признакам.

В табл. 11 приведена классификация подземных вод, предложенная в 1939 г. Ф. П. Саваренским. Эта сравнительно сложная классификация представляет интерес

Таблица 11. Классификация подземных вод (по Ф. П. Саваренскому, 1939)

Типы воды	Соотношение областей питания и распространения	Характер напора	Характер движения потока	Происхождение	Геологические условия залегания	Климатическая зональность	Температура	Геохимические зоны	Химическая характеристика
Почвенные, болотные, верховодка	Совпадают (воды, близкие к поверхности)	Нисходящие, не-напорные	Ламинарный	Вадозные	Поверхностные образования	Интразональные	Подвержена сезонным колебаниям	Зоны выщелачивания и местами засоления	Пресные, местами засоленные
Грунтовые	Обычно совпадают (воды неглубокие)	Нисходящие, ненапорные, иногда с местным напором	Преимущественно ламинарный	›	Поверхностные отложения и верхние слои коры выветривания	Зональные	То же	То же	То же
Карстовые	Близкие местным, но неглубокие	Обычно нисходящие, ненапорные	Преимущественно турбулентный	›	Известняки, доломиты и другие выщелачиваемые породы	Азональные	Обычно непостоянная	Зона выщелачивания	Пресные, обычно жесткие

Типы воды	Соотношение областей питания и распространения	Характер напора	Характер движения потока	Происхождение	Геологические условия залегания	Климатическая зональность	Температура	Геохимические зоны	Химическая характеристика
Артезианские	Не совпадают (воды преимущественно глубокие)	Восходящие, напорные; напор гидростатический	Ламинарный в рыхлых породах и может быть турбулентным в трещиноватых породах	Вадозные	Структуры осадочных пород (бассейны)	Ингравнальные	Повышающаяся с глубиной	Зона выщелачивания и цементации	Пресные, иногда минерализованные
Жильные (трещинные)	То же	Восходящие напорные; напор гидростатический или газовый	Преимущественно турбулентный	Вадозные и ювенильные	Преимущественно зоны тектонической трещиноватости	То же	То же	Зона цементации	Пресные и минеральные

и в наше время. Ф. П. Саваренским выделено пять типов подземных вод и дана для них краткая характеристика по условиям распространения, напору, характеру движения, происхождению, геологическому строению, климатической зональности, температуре, геохимическим зонам и химическому составу.

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, приводится в табл. 12. В этой классификации выделяются три основных типа подземных вод: воды зоны аэрации, грунтовые и артезианские. Воды зоны аэрации обычно временные, образуются в периоды наилучшего питания (большой частью весной) и залегают вблизи дневной поверхности (верховодка), для них водоупорным ложем служат линзообразные пласты слабо проводящих воду пород (суглинки, супеси и т. п.) или отдельные линзы водонепроницаемых пород (например, глины). 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. (Подробное эти типы подземных вод рассмотрены в гл. X и XI.) Если воды залегают в водоносных пластах, подстилаемых и перекрываемых водонепроницаемыми породами, но не насыщают водоносные пласты полностью, то их 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 пород¹; 3) тектонических трещин и трещин выветривания (трещинного типа); 4) карстового типа, движущиеся по трещинам и пустотам закарстованных пород.

¹ Пластовые подземные воды могут двигаться как по порам, так и по трещинам горных пород.

Таблица 12. Классификация подземных вод
(по А. М. Овчинникову и П. П. Климентову)

Основные типы подземных вод	Характер напора	Главные виды подземных вод	Соотношение областей питания и распространения	Особенности режима вод	Происхождение	Использование в народном хозяйстве
Воды зоны аэрации	Ненапорные	Болотные, почвенные, верховодка Воды солончаков и солонцов Воды деятельного слоя в районах многолетней мерзлоты	Области питания и распространения совпадают	Воды 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 воды	Чаще ненапорные	Современных и древнеаллювиальных отложений речных долин Ледниковых отложений Степей, пустынь и полупустынь		Уровень воды колеблется в зависимости от инфильтрации влаги с поверхности, от подземного испарения и местами от передачи напора		Используются для водоснабжения, реже для орошения
Артезианские	Напорные	Делювиальных, пролювиальных и других покровных отложений Горных областей Песчаных морских побережий Межпластовые напорные (в том числе нефтяные, подмерзлотные, минеральные, промышленные, термальные)	Области питания и распространения не совпадают	Уровень воды колеблется в результате передачи напора	Инфильтрационное, морское и ювенильное	Пресные воды используются для водоснабжения, сильно минерализованные — для добычи соли и некоторых элементов, минеральные — для лечебных целей

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 некоторым водоносным горизонтам присваивают геологостратиграфические названия. 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 сказанного ясно, 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.

§ 1. ОСНОВНЫЕ ПОНЯТИЯ О ФИЛЬТРАЦИИ

В водонасыщенных горных породах встречаются 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. II). Через пористое пространство и трещины получает возможность передвижения свободная гравитационная вода, подчиняющаяся действию силы тяжести и текущая под действием разности гидростатических напоров. Движение гравитационной воды в пористой среде — основная форма движения подземных вод — называется *фильтрацией* и является основным объектом изучения в курсе «Динамика подземных вод» [13].

В любых горных породах в условиях их полного или неполного насыщения есть 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 точнее динамическая пористость, определяемая площадью пор, через которые

может передвигаться свободная гравитационная вода под действием разности гидростатических напоров.

Движение воды в реальной пористой среде происходит через систему открытых и сообщающихся между собой пор и трещин в толщах пород разных размеров, формы и расположения относительно одна другой. Из-за 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 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, — через F , получим следующее выражение для скорости фильтрации V :

$$V = \frac{Q}{F}. \quad (V.1)$$

Размерность скорости фильтрации может быть получена из выражения (V.1) при подстановке единичных значений объемного расхода и площади:

$$V = \frac{1 \text{ м}^3/\text{с}}{1 \text{ м}^2} = 1 \text{ м/с}.$$

На практике пользуются и другими единицами измерения: метр в сутки, сантиметр в сутки.

Как видно из формулы (V.1), скорость фильтрации получена из допущения, 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 некоторую фиктивную среднюю скорость, с которой бы двигалась вода в аналогичных условиях при отсутствии скелета породы. Подобное отступление от действительной фильтрации позволяет тем не менее решать многие 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.

Ниже освещены только закономерности фильтрации подземных вод в пористой среде [13].

В реальных условиях в каждом сечении пористой среды движение воды происходит только по пустотам между отдельными частицами пористой породы (среды). Реальная площадь пор, через которую осуществляется 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_d . Для любого из сечений пористой среды динамическая пористость может быть определена следующим выражением:

$$n_d = \frac{F_1}{F}, \quad (V.2)$$

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_d может быть получена, если объемный расход фильтрующейся в единицу времени воды Q отнести к действительной площади пористой среды F_1 , через которую происходит движение воды:

$$V_d = \frac{Q}{F_1}. \quad (V.3)$$

Если учесть, что согласно формуле (V.2) действительная площадь сечения пор, через которую происходит движение воды, равна $F_1 = n_d F$, то можно найти соотношение между действительной скоростью движения подземных вод V_d и скоростью фильтрации V , используя для этого выражения (V.1) и (V.3):

$$V_d = \frac{Q}{F_1} = \frac{Q}{n_d F} = \frac{V}{n_d}. \quad (V.4)$$

Формула (V.4) показывает, что средняя действительная скорость движения воды в пористой среде всегда значительно больше средней скорости фильтрации, поскольку величина динамической пористости n_d всегда меньше единицы. Так, например, при значении активной пористости $n_d=0,1$ действительная скорость движения подземных вод будет в 10 раз больше скорости фильтрации.

Движение подземных вод в горных породах может быть ламинарным или турбулентным. *Ламинарное*, или параллельно-струйчатое, движение — движение, когда струйки воды передвигаются без завихрения, параллельно одна другой с небольшими скоростями течения без разрыва сплошности потока. *Турбулентное* движение — движение воды, для которого характерны большие скорости, вихреобразность, пульсация и перемешивание отдельных струй. Чаще в природных условиях движение воды в пористой и трещиноватой среде соответствует ламинарному. Только в крупных пустотах и трещинах, а также на локальных участках интенсивного воздействия инженерных сооружений (например, при интенсивных откачках из группы скважин) движение подземных вод может перейти в турбулентное, что, например, отмечено в районах интенсивной закарстованности карбонатных пород.

§ 2. ОСНОВНОЙ ЗАКОН ФИЛЬТРАЦИИ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Ламинарное движение подземных вод в горных породах подчиняется линейному закону фильтрации, установленному экспериментально в 1856 г. французским гидравликом А. Дарси. Этот закон был установлен на основании многочисленных опытов по фильтрации воды через песчаные фильтры.

Схема опыта Дарси представлена на рис. 31. Как видно из 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).

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 :

$$Q = K \frac{H_1 - H_2}{\Delta L} F = K \frac{\Delta H}{\Delta L} F, \quad (V.5)$$

где K — постоянный коэффициент пропорциональности, зависящий от физических свойств породы и фильтрующейся жидкости и названный *коэффициентом фильтра-*

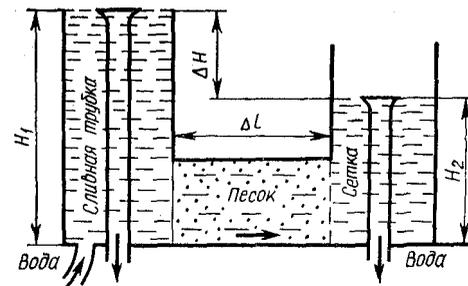


Рис. 31. Схема опыта А. Дарси

ции. 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 (V.5) на площадь сечения F и используя понятие скорости фильтрации $Q/F = V$, получим иное выражение закона Дарси:

$$V = K \frac{\Delta H}{\Delta L} = KI. \quad (V.6)$$

Формула (V.6) показывает *линейную зависимость скорости фильтрации от напорного градиента I* , и поэтому закон Дарси называют *линейным законом фильтрации*. При *линейном законе фильтрации скорость фильтрации пропорциональна первой степени напорного градиента или уклона потока*.

В 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 (рис. 31). 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 *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.

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 — основной закон движения природных подземных вод* [13].

Фильтрация воды со скоростями, превышающими критические, может наблюдаться только вблизи горных выработок, из которых проводятся откачки воды с большими понижениями уровней из пород, разбитых крупными трещинами или из закарстованных карбонатных толщ. В этих условиях движение подземных вод может иногда иметь турбулентный характер. Такое движение потока выражается формулой А. А. Краснопольского (1912):

$$Q = K_k \sqrt{I} F, \quad (V.7)$$

где Q — расход воды; K_k — коэффициент фильтрации по Краснопольскому; I — напорный градиент потока; F — площадь поперечного сечения потока.

Коэффициент фильтрации по Краснопольскому определяется по данным полевых опытов (преимущественно откачек).

§ 1. 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).

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°C и ниже. Температура неглубоких подземных вод в средних широтах в зависимости от местных климатических и гидрогеологических условий изменяется от 5 до 15°C . 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°C (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°C и выше (см. гл. III, § 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 $7-11^\circ\text{C}$. Для лечебных целей (принятия ванн) наиболее ценная вода с температурой $35-37^\circ\text{C}$, т. е. близкая к температуре че-

ловеческого тела. Такая вода при употреблении не требует охлаждения, нагревания, поэтому широко используется на курортах [25].

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 «заленивленные» термометры с ценой деления $0,2^{\circ}\text{C}$, у которых ртутный шарик обернут материалом, слабо проводящим тепло (рис. 32). Для измерения температуры подземных вод в глубоких скважинах применяют максимальные или электрические термометры.

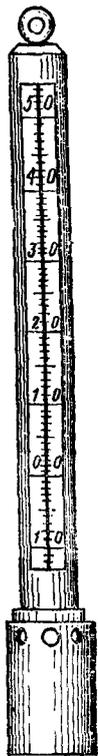


Рис. 32. Термометр для измерения температуры подземных вод

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 высотой 30—40 см из бесцветного стекла с плоским дном. Определяют степень прозрачности воды на глаз, просматривая цилиндр сверху (в полевых условиях цилиндр может быть заменен литровой бутылкой из бесцветного стекла). Рекомендуется также сравнивать налитую

в цилиндр воду 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.

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. Большинство подземные воды бесцветны. Жесткие воды голубоватого оттенка, закисные соли железа и сероводород придают воде зеленовато-голубую окраску, органические гуминовые соединения окрашивают воду в желтоватый цвет, взвешенные минеральные частицы — в сероватый.

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.

Согласно нормам ГОСТ 2874—73 цветность по платино-кобальтовой или имитирующей шкале допускается не более 20 градусов (метод испытаний — ГОСТ 3351—46).

Запах в подземных водах обычно отсутствует, но иногда ощущается (табл. 13). Так, например, сероводород придает воде запах тухлых яиц; застойная вода в некоторых колодцах, закрепленных деревом, нередко обладает неприятным затхлым запахом; неглубокие подземные воды при связи с болотными водами имеют специфический «болотный» запах. Установлено, что запах воды чаще связан с деятельностью бактерий, разлагающих органические вещества.

Таблица 13. Интенсивность запаха воды по ГОСТ 3351—46

Балл	Интенсивность запаха	Характеристика запаха
0	Никакого	Отсутствие осязаемого запаха
1	Слабый	Не обнаруженный потребителем, но определенный в лаборатории
2	Слабый	Не привлекает внимание потребителя, но который можно ощутить, если указать на него
3	Заметный	Легко обнаруживается и дает повод относиться к воде с неодобрением
4	Отчетливый	Обращает на себя внимание и делает воду неприятной для питья
5	Очень сильный	Настолько сильный, что делает воду непригодной для питья

Питьевая вода не должна иметь запаха. Для определения этого свойства воду рекомендуется предварительно подогреть до 40—50° С. Подогретую воду необходимо налить в бутылку до половины, закрыть горлышко бутылки пробкой или пальцем, сильно встряхнуть 3—5 раз, а затем быстро произвести определение.

Согласно ГОСТ 2874—73 запах при 20° С и при нагревании воды до 60° С не более 2 баллов.

Вкус и привкус воде придают растворенные в ней минеральные соединения, газы и посторонние примеси. При содержании в ней гидрокарбонатов кальция и магния, а также углекислоты она приятного вкуса. Большое количество органических веществ придает воде сладковатый вкус; солоноватый — обусловлен растворением значительного количества хлористого натрия, а горький — наличием в воде сульфатов магния и натрия. Ионы железа придают 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, количества растворенных в ней солей и газов и взвешенных частиц.

Изменяется плотность подземных вод от 1 до 1,4 г/см³.

Обычно плотность воды измеряется с помощью ареометра или пикнометра. При абсолютном преобладании в воде хлоридов натрия плотность воды определяют по величине солёности в градусах Боме (табл. 14). Один градус Боме эквивалентен плотности воды, в 1000 см³ которой растворено 10 г хлористого натрия.

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 10⁵ Па,

Таблица 14. Определение плотности воды по солёности, выраженной в градусах Боме

Солёность, градусы Боме	Плотность	Солёность, градусы Боме	Плотность	Солёность, градусы Боме	Плотность
1	1,0069	11	1,0825	21	1,1703
2	1,0140	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

называется коэффициентом сжимаемости или коэффициентом объемной упругости β :

$$\beta = \frac{\Delta V}{V \Delta P}, \quad (\text{VI.1})$$

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. Причем 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_n при давлении 10⁵ Па и температуре 20° С:

$$b = \frac{V_{пл}}{V_n}. \quad (\text{VI.2})$$

Для подземных вод объемный коэффициент пластовой жидкости редко превышает 1,2.

Вязкость характеризует внутреннее сопротивление частиц жидкости ее движению. Различают динамическую и кинематическую вязкости.

Динамическая вязкость в Международной системе физических 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-секунды. 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 — повышается.

Единица кинематической вязкости, равная 10^{-4} м²/с, называется *стоксом*.

Электропроводность подземных вод обусловлена тем, что воды — растворы электролитов. Существует прямая зависимость электропроводности от количества растворенных в воде солей. Дистиллированная вода не является проводником электрического тока. О величине электропроводности судят по удельному электрическому сопротивлению — сопротивлению цилиндрического прямолинейного проводника электрического тока длиной 1 м и сечением 1 м². За единицу удельного сопротивления принимают Ом·м.

Подземные воды обычно характеризуются величинами удельных сопротивлений, которые изменяются от 0,02 до 1,00 Ом·м.

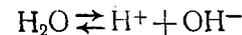
Радиоактивность подземных вод обуславливается наличием в них урана, радия и радона (газообразная эманация радия). За редким исключением, все подземные воды в той или иной степени радиоактивны.

По Международной системе физических единиц (СИ) за единицу измерения активности нуклеида в радиоактивном источнике (активность изотопа) принимается секунда в минус первой степени (с⁻¹). Эта единица носит наименование беккерель (Бк).

Секунда в минус первой степени — активность нуклеида в радиоактивном источнике, в котором за время 1 с происходит один акт распада. Радиоактивность подземных вод характеризуется удельной объемной радиоактивностью, например Бк/л ($3,7 \text{ Бк/л} = 1 \cdot 10^{-10} \text{ Ки/л} = 1 \text{ эман}$).

§ 2. ВОДОРОДНЫЙ ПОКАЗАТЕЛЬ ВОДЫ И ПОНЯТИЕ ОБ ОКИСЛИТЕЛЬНО-ВОССТАНОВИТЕЛЬНОМ ПОТЕНЦИАЛЕ

Водородный показатель (рН) определяется активностью или концентрацией ионов водорода в воде (ГОСТ 17403—72). Вода в незначительной степени диссоциирует на ионы:



Концентрация ионов водорода в водном растворе, независимо от их происхождения, определяется ионным произведением воды K_w :

$$[\text{H}^+] \cdot [\text{OH}^-] = K_w.$$

Эта величина постоянная, зависящая в значительной степени от температуры и в меньшей — от давления.

При температуре 22°С ионное произведение воды равно

$$[\text{H}^+] \cdot [\text{OH}^-] = 10^{-14}.$$

В нейтральной воде концентрации ионов H^+ и OH^- одинаковы. Следовательно, концентрация ионов водорода в нейтральной воде составляет

$$[\text{H}^+] = \sqrt{10^{-14}} = 10^{-7}.$$

О. А. Алекин считает, что понятие концентрация ионов водорода — термин до некоторой степени условный, так как ион H^+ в водном растворе гидратируется, образуя ион гидроксония $\text{H}^+ + \text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons \text{H}_3\text{O}^+$ 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 [1].

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 рН, который представляет собой отрицательный десятичный логарифм концентрации иона H^+ : $pH = -\lg [H^+] = -\lg [10^{-7}] = 7$. Практически показатель рН равен показателю степени концентрации ионов водорода, взятым с обратным знаком.

По величине рН воды делятся на очень кислые с $pH < 5$, кислые с $pH 5-7$, нормальные (нейтральные) с $pH 7$, щелочные с $pH 7-9$ и высокощелочные с $pH > 9$.

В подземных водах рН изменяется в широких пределах: от 1,8 до 11,0. Чаще для подземных вод характерны значения рН от 5 до 8.

Согласно ГОСТ 2874—73 в питьевых водах водородный показатель (рН) 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 рН большое значение имеет окислительно-восстановительный потенциал Eh , который тесно связан с величиной рН.

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,

$$\mu_e = \mu_e^0 + RT \ln a_e, \quad (VI.3)$$

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, которая тем больше, чем сильнее восстановительные свойства раствора, содержащего вещества, способные участвовать в окислительно-восстановительных реакциях.

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 концентрации окисленной и восстановительной форм данного соединения в молях и величины рН, если в реакции участвуют ионы водорода.

Величина окислительно-восстановительного потенциала Eh среды выражается следующим уравнением:

$$Eh = E_0 + \frac{0,0581}{n} \lg \frac{O_x}{R_{ed}} \quad \text{при } t = 20^\circ \text{C}, \quad (VI.4)$$

где 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 удобный и широко распространенный — потенциометрический метод. Выражается окислительно-восстановительный потенциал в вольтах и милливольтх.

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).

§ 3. ИОННО-СОЛЕВОЙ СОСТАВ И ОСНОВНЫЕ ХИМИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Подземная вода — сложная физико-химическая система, меняющаяся 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» [3]. Он впервые отметил огром-

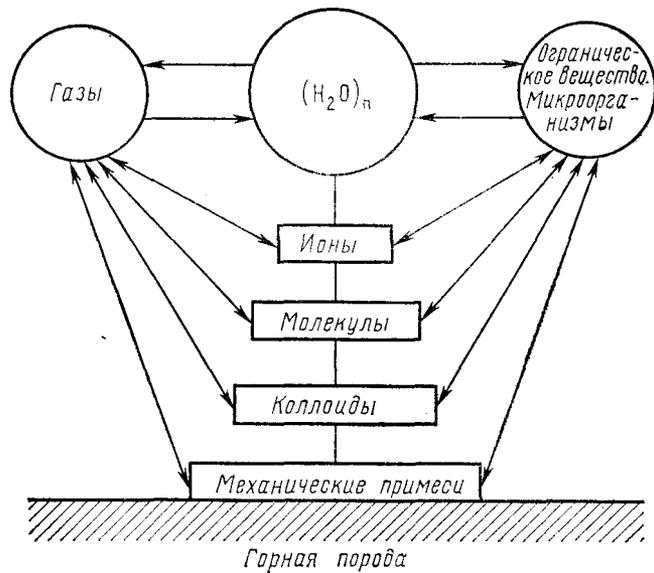


Рис. 33. Схема природной зоны (по А. М. Овчинникову)

ное 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 есть органические вещества и микроорганизмы, растворенные в воде газы, а также коллоиды и механические примеси (рис. 33).

А. В. Щербаков указывает, что в природных водах в той или иной степени рассеяния присутствуют все 104 элемента периодической системы Д. И. Менделеева. Однако в практике гидрогеохимических исследований определяются далеко не все элементы. Так, в некоторых

пробах подземных вод обнаружено до 62 элементов периодической системы Д. И. Менделеева, причем одни из них присутствуют в значительных, другие — в ничтожных количествах.

Минерализация (сухой или плотный остаток). Согласно ГОСТ 17403—72 минерализация воды — это сумма всех найденных при химическом анализе воды минеральных веществ. Величина сухого остатка характеризует общее содержание в воде нелетучих минеральных и частично органических соединений (ГОСТ 18164—72).

О величине минерализации судят по сухому остатку, полученному после выпаривания определенного объема воды и высушивания 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 ($2\text{HCO}_3^- \rightarrow \text{CO}_3^{2-} + \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$), 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, получившиеся при разложении бикарбонатов, улетучиваются и в сухом остатке вместо двух ионов HCO_3^- остается один ион CO_3^{2-} , то при вычислении общей минерализации по результатам химического анализа следует брать только половину (точнее 0,49) количества ионов HCO_3^- .

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 для питья нередко используется вода с сухим остатком 2000—3000 мг/л и более.

По величине сухого остатка природные воды подразделяют на пять групп:

Группы	Сухой остаток, г/л
Сверхпресные	до 0,2 (до 0,02%)
Пресные	0,2—1 (0,02—0,1%)

Слабосоленоватые	1—3 (0,1—0,3%)
Сильносоленоватые	3—10 (0,3—1,0%)
Соленые	10—35 (1,0—3,5%)
Рассолы	более 35 (>3,5%)

Общая минерализация подземных вод изменяется в широких пределах: от нескольких десятков миллиграммов на литр до 600 г/л и выше.

Макрокомпоненты (главные компоненты) включают преобладающие элементы и комплексные соединения, составляющие основу подземных вод. Они определяют химический тип воды и главнейшие ее свойства.

Среди макрокомпонентов водород и кислород, как уже отмечалось, образуют основную массу раствора — воду.

Тип химического состава воды и главные ее свойства определяют следующие ионы: Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- , CO_3^{2-} , Na^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} .

К числу макрокомпонентов относятся также соединения азота и такие элементы, как К, Si, Fe, Al, P, которые широко распространены в земной коре и в определенных природных условиях обуславливают формирование специфических типов подземных вод и их характерных особенностей.

О. А. Алекин отмечает, что ионная форма главных компонентов в полной мере свойственна только слабоминерализованным водам [1]. 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% [1].

В пресных и соленоватых 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 рас-

творимостью хлористых, сульфатных и карбонатных солей (табл. 15).

Таблица 15. Значение растворимости солей

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 обуславливает 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.

Хлор-ион. В земной коре содержится сравнительно небольшое количество хлоридов. В качестве основного компонента хлориды присутствуют только в таких минералах изверженных и метаморфических пород, как сода 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 времен их образования. Главным источником накопления хлоридов явилось сравнительно небольшое, но постоянное поступление их из вулканических газов.

Ион хлора широко распространен в подземных водах особенно в глубокозалегающих 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.

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.

Сульфат-ион. Сульфатный ион в подземных водах также широко распространен, особенно в слабо минерализованных. 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.

Гидрокарбонатный (HCO_3^-) и карбонатный (CO_3^{2-}) ионы. 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.

Карбонатный ион в подземных водах совсем не содержится или его количество ничтожно мало по сравнению с ионом HCO_3^- .

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^- NH_4^+ в воде копаных колодцев, вскрывающих неглубокие грунтовые воды в населенных пунктах, где отсутствует глинистая изоляция сверху, предохраняющая воды от проникновения загрязнения с поверхности.

Нитрит-ион (NO_2^-) широко распространен в поверхностных и грунтовых водах, но обычно в 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 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 (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 с несомненностью указывает на загрязнение воды.

В подземных водах, предназначенных для питьевого водоснабжения, допускаются в виде исключения только следы аммония.

Натрий-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 (Mg^{2+}) встречается преимущественно в

подземных водах 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+}) часто встречается в подземных водах различной минерализации. Причем в пресных и соленых водах он 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 он обычно проникает при процессах выветривания изверженных горных пород, а также при растворении залежей калийных солей.

Кремний после кислорода — самый распространенный элемент 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 двуоксида кремния.

Железо в земной коре широко распространено 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 окислы железа. В подземной воде соединения железа обычно находятся в закисной (в виде иона Fe^{2+}) или в окисной (в виде иона Fe^{3+}) форме. Закисные соединения в воде неустойчивы и при доступе кислорода легко окисляются с образованием гидрата окиси железа, которые находятся 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 0,3 мг/л.

Алюминий в земной коре — один из наиболее распространенных элементов. Однако он отличается слабой подвижностью в подземных водах.

Главнейшими химическими свойствами воды, которые определяются макрокомпонентами, являются щелочность, кислотность, соленость и жесткость (рис. 34).

Жесткость воды обуславливается 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 (устраняемая), карбонатную и постоянную (неустраняемая, остаточная).

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.

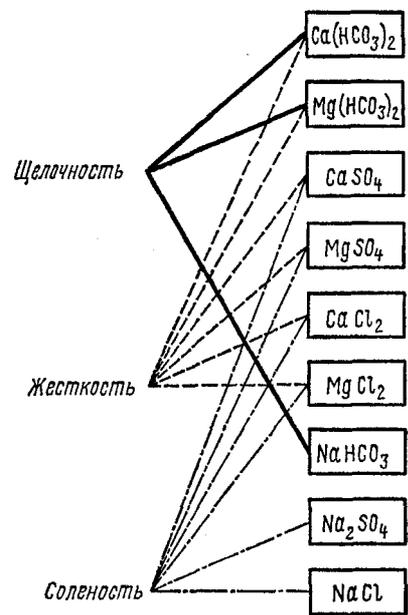
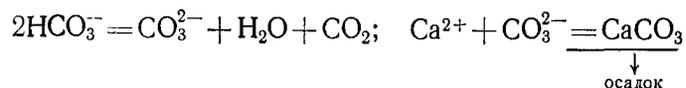


Рис. 34. Сочетания различных солей, обуславливающие основные свойства воды

Временную жесткость определяют ионы Ca^{2+} и Mg^{2+} , осаждающиеся при кипячении воды в виде карбонатов вследствие разрушения гидрокарбонат-иона:



Постоянную жесткость определяют ионы Ca^{2+} и Mg^{2+} , остающиеся в воде после кипячения.

Раньше жесткость воды выражали в градусах (немецких, американских и др.). При этом, например, за один немецкий градус жесткости воды принимали содержание 10 мг/л CaO (содержание 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. Алекин 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 мг-экв/л
Умеренно жесткие (8,4—16,8 нем. град.)	3,0—6,0 мг-экв/л
Жесткие (16,8—25,2 нем. град.)	6,0—9,0 мг-экв/л
Очень жесткие (более 25,2 нем. град.)	более 9,0 мг-экв/л

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 — химические элементы или соединения, содержащиеся в подземных водах в количестве менее 10, реже 100 мг/л [25].

Необходимо отметить, что указанные количественные пределы условные, так как в естественных условиях иногда встречаются воды, содержание микрокомпонентов в которых превышает в 100 раз и более указанные пределы.

Микрокомпоненты обычно не определяют химический тип воды, но они оказывают значительное влияние на специфические особенности их состава, к которым отно-

сится их способность оказывать сильное 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 и другие микрокомпоненты поступают в организм человека с водой и пищей.

В некоторых областях недостаток или избыток микрокомпонентов в воде и почве приводит к возникновению заболеваний людей; такие болезни называют геохимическими эндемиями. Из них наиболее известное заболевание — эндемический зоб, обусловленный недостатком йода во внешней среде. Эндемический зоб — заболевание организма, при котором происходит опухолевидное увеличение щитовидной железы. Высокая концентрация в воде фтора приводит к заболеванию эндемическим флюорозом, выражающемся в поражении зубной эмали в виде пятнистости и крапчатости, а в тяжелых случаях — и в заболевании костей скелета. При недостатке в воде фтора появляется карнес 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 4—6 мг/л фтора и более; случаи поражения скелета организма отмечались, когда концентрация в воде фтора достигала 13 мг/л.

Коллоиды. Некоторые элементы, как отмечалось, 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 сот молекул.

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.

§ 4. ГАЗЫ, РАСТВОРЕННЫЕ В ПОДЗЕМНЫХ ВОДАХ

Наиболее распространены в подземных водах 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 (спонтанные) газов. При уменьшении давления растворенные газы могут переходить в свободные. Растворимость газов в подземных водах также зависит от температуры. Обычно с повышением температуры их растворимость уменьшается.

Кислород преимущественно атмосферного происхождения, он частично выделяется водной растительностью при процессах фотосинтеза. В подземных водах он находится в виде растворенных молекул, содержание которых изменяется в пределах 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 (см. гл. X и XI). Однако в областях питания артезианских водоносных комплексов и по тектоническим трещинам в предгорных и горноскладчатых областях с водами атмосферного генезиса кислород проникает на большие глубины — сотни и тысячи метров.

Углекислота, находящаяся в воде в виде углекислого газа, называется свободной углекислотой. Так же, как и кислород, она поглощается подземными водами из воздуха атмосферы и, кроме того, возникает при биохимических и химических процессах, протекающих в толщах горных пород земной коры; она также выделяется при вулканических и метаморфических процессах.

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.

Сероводород в подземных водах может находиться в виде растворенного газа H_2S , ионов гидросульфида HS^- и сульфида S^{2-} .

Сероводород накапливается в подземных водах преимущественно в результате процессов восстановления сульфатов углеводородами в процессе жизнедеятельности десульферирующих анаэробных бактерий 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 и др.) его содержание достигает 1000—2000 мг/л.

Водород накапливается в подземных водах в виде ионов 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} [1].

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.

Азот и благородные газы (гелий, неон, аргон, криптон и ксенон) — инертные газы. В подземных водах обычно присутствуют газы атмосферного, биогенного и радиогенного генезиса.

§ 5. 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, наftenаты, 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 [35]. Чаще органические вещества в подземные воды поступают извне, а также могут и зародиться непосредственно в земной коре.

Методы определения органических веществ в подземных водах в основном разрабатываются институтами геологии и разработки горючих ископаемых (ИГИРГИ) и ВСЕГИНГЕО. Существенно 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 окисляемости или по сумме органического углерода (нелетучих, летучих нейтральных и основных и летучих кислот). Под окисляемостью понимают количество кислорода или марганцевокислого калия (KMnO_4), расходуемое 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 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.

Микроорганизмы подземных вод представлены раз-

личными бактериями, принадлежащими к числу одноклеточных, реже многоклеточных. Вероятной границей распространения их в подземной гидросфере служит глубина распространения температур более 100°C , которая, как правило, чаще отмечается на значительных глубинах порядка 4—5 км от дневной поверхности. Некоторые микроорганизмы безвредные, другие вредны для человеческого организма, поэтому для питьевой воды проводятся бактериологические исследования с целью санитарной оценки (см. гл. VII, § 3).

ГЛАВА VII

Типы химических анализов воды и формы их выражения. Систематизация и классификация анализов

§ 1. ТИПЫ ХИМИЧЕСКИХ АНАЛИЗОВ ВОДЫ

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.

В практике гидрогеологических работ химические анализы проводятся для решения следующих основных задач: 1) изучения закономерностей распространения и формирования подземных вод различного состава; 2) оценки химического состава и физических свойств подземных вод для питьевого, технического, сельскохозяйственного, лечебного и других видов использования; 3) исследования подземных вод как поискового критерия на месторождения полезных ископаемых (нефть, газ, медь, свинец, молибден и др.); 4) оценки подземных вод как химического сырья для получения иода, брома, бора и других микрокомпонентов.

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 [26].

В качестве примера отметим, что 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 , CO_2 . Вычислением находят $\text{Na}^+ + \text{K}^+$, Mg^{2+} или Ca^{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-} , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Fe^{2+} , Fe^{3+} , NH_4^+ , NO_2^- , H_2S , CO_2 , H_2SiO_3 ; окисляемость сухого остатка. Вычислением выявляют $\text{Na}^+ + \text{K}^+$, 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 вычисляются жесткость общая и временная, CO_2 агрессивная.

Выполнение полных анализов проводится при детальном изучении вод водоносных горизонтов и комплексов. Они выполняются 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. Он применяется при необходимости определения микрокомпонентов или других веществ, которые не определяются при полном анализе. Этот тип анализа выполняется также при проведении специальных сокращенных анализов с определением некоторых редких компонентов.

§ 2. ФОРМЫ ВЫРАЖЕНИЯ РЕЗУЛЬТАТОВ ХИМИЧЕСКИХ АНАЛИЗОВ ВОДЫ

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.

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 массовой в эквивалентную форму — в миллиграмм-эквиваленты или грамм-эквиваленты ионов в 1 л. Для того чтобы перевести мг/л в мг-экв/л воды, необходимо количество миллиграммов каждого иона разделить на его эквивалентную массу (частное от деления ионной массы 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.

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 мг/л и %-экв целыми числами, а в мг-экв/л — вторым десятичным знаком [26]. 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 единицах массы — 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/л, %-экв).

§ 3. ОЦЕНКА КАЧЕСТВА ВОДЫ ДЛЯ ПИТЬЕВЫХ ЦЕЛЕЙ

В нашей стране впервые в мире были установлены пределы допустимого содержания в воде, используемой для санитарно-бытовых и хозяйственных целей, тех или иных компонентов. 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 17.1.3.03.17 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 большим 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 ($\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+}$) — 0,3; марганца (Mn^{2+}) — 0,1; меди (Cu^{2+}) — 1,0; цинка (Zn^{2+}) — 5,0; остаточного алюминия (Al^{3+}) — 0,5; гексаметафосфата (PO_4) — 3,5 и 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 многими организациями и отдельными специалистами, они основаны главным образом на наблюдениях за качеством вод, используемых в той или иной местности. Общее и основное требование, предъявляемое к питьевым водам, — это 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-востока СССР, где широко распространены минерализованные воды, К. И. Лиси-

цын предложил считать предельными для питьевых вод содержание хлоридов 400 мг/л, сульфатов 1000, сухого остатка 2500 мг/л и общую жесткость 21,4 мг-экв/л.

При использовании для питья подземных вод месторождений твердых полезных ископаемых концентрация ядовитых веществ, содержащихся 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 совсем 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 см³. 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. 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) количеству колоний, которые вырастают в питательной среде после прибавления к ней 1 см³ исследуемой воды (посева); 2) 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) коли-индексу, т. е. по количеству кишечных палочек в 1 л воды. Вода считается тем лучше, чем меньше колоний вырастает из 1 см³ воды, чем больше коли-титр (количество воды, которое приходится на одну кишечную палочку), чем меньше коли-индекс. Кишечная палочка безвредна для организма человека, но она, как было сказано, часто сопутствует 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 селективной 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.

§ 4. 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 классификация химического состава природных вод еще не разработана. Трудность разработки такой классификации заключается в том, что природная вода — очень сложная многокомпонентная подвижная система: 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 [28].

Классификации по величине минерализации, общей жесткости, радиоактивности воды были приведены выше. В данном параграфе рассматриваются только некоторые общие гидрохимические классификации, которые полнее отражают природные условия и наиболее широко используются в гидрогеологической практике в настоящее время (табл. 16).

Таблица 16. Гидрохимическая классификация
С. А. Щукарева — Н. Н. Славянова

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

Пересечением горизонтальных рядов катионов и вертикальных рядов анионов можно получить 49 различных классов подземных 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. 35).

Все воды делятся по преобладающему аниону на три больших класса: гидрокарбонатные (и карбонатные) во-

ды (HCO₃⁻+CO₃²⁻), сульфатные (SO₄²⁻) и хлоридные (Cl⁻). Класс гидрокарбонатных вод объединяет мало минерализованные воды рек, пресных озер, значительное количество подземных вод и немногие озера с повышенной минерализацией (с содержанием в воде иона CO₃²⁻). Класс хлоридных вод объединяет минерализованные воды морей, лиманов, реликтовых и материковых озер, под-

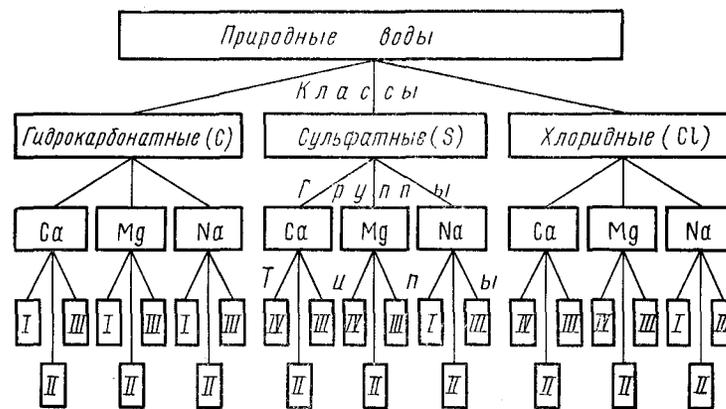


Рис. 35. Схема классификации природных вод по О. А. Алекину

земные воды солончаковых районов, пустынь и полупустынь. Сульфатные воды по распространению и минерализации занимают промежуточное место между гидрокарбонатным и хлоридным классами.

Разделение на классы уточняется дальнейшим делением каждого класса на три группы по преобладанию одного из катионов Ca²⁺, Mg²⁺, Na⁺+K⁺. Каждая группа подразделяется на три типа по соотношению между мг-экв ионов. Всего выделено четыре типа.

Первый тип характеризуется соотношением HCO₃⁻ > Ca²⁺+Mg²⁺. Воды этого типа мало минерализованы. Для них показателен избыток ионов HCO₃²⁻ над суммой ионов щелочноземельных металлов.

Второй тип отвечает соотношению HCO₃⁻ < Ca²⁺+Mg²⁺ < HCO₃⁻+SO₄²⁻. К этому типу относятся подземные воды, а также воды рек и озер малой и средней минерализации.

Для третьего типа показательно соотношение $\text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-} < \text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$. Воды этого типа сильно минерализованные, смешанные и метаморфизованные. Сюда относятся воды океанов, морей, лиманов, реликтовых водоемов.

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.

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) [14, 23].

Для графического изображения химического состава и систематизации анализов существует несколько способов. Простейшим для изображения единичных анализов является график-прямоугольник (рис. 36). 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 анионов и катионов количественно отражается наличие гипотетических солей (рис. 36).

Графически изображать единичные анализы можно также с помощью круга-диаграммы Н. И. Толстихина (рис. 37). 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 $\text{Na}^+ + \text{K}^+$, а в нижней в том же порядке анионы — $\text{CO}_3^{2-} + \text{HCO}_3^-$, SO_4^{2-} и Cl^- .

В последнее время циклограмму чаще изображают в виде двух концентрических кругов (рис. 38). 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+} , $\text{Na}^+ + \text{K}^+$. Диаметр круга в масштабе отвечает величине минерализации воды. Анионы и катионы на обе-

их циклограммах заштриховывают определенным условным знаком или раскрашивают в различные цвета.

График Н. И. Толстихина. Удобный графический способ для систематизации большого количества химических анализов вод предложил в 1937 г. Н. И. Толстихин (рис. 39).

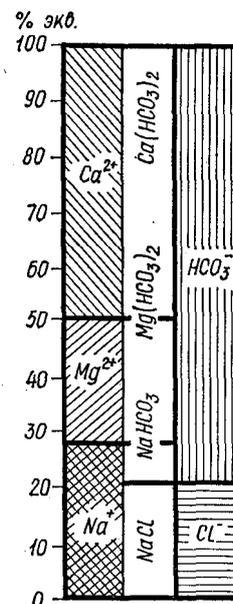


Рис. 36. График-прямоугольник химического состава воды

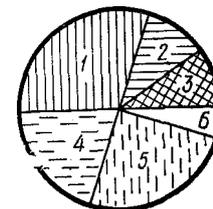


Рис. 37. Круг-диаграмма химического состава природных вод Н. И. Толстихина: 1 — Ca^{2+} ; 2 — Mg^{2+} ; 3 — $\text{Na}^+ + \text{K}^+$; 4 — $\text{CO}_3^{2-} + \text{HCO}_3^-$; 5 — SO_4^{2-} ; 6 — Cl^-

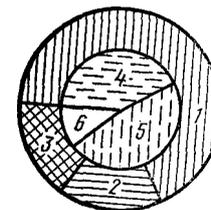


Рис. 38. Круг-диаграмма химического состава вод (концентрическая): 1 — Ca^{2+} ; 2 — Mg^{2+} ; 3 — $\text{Na}^+ + \text{K}^+$; 4 — $\text{CO}_3^{2-} + \text{HCO}_3^-$; 5 — SO_4^{2-} ; 6 — Cl^-

График представляет собой квадрат, каждая сторона которого разделена на 100 равных частей; каждому из них присвоен определенный порядковый номер (соответственно 100 %-экв). По горизонтальным сторонам квадрата наносится количество катионов (в %-экв) сверху справа налево $\text{Na}^+ + \text{K}^+$, снизу слева направо — $\text{Ca}^{2+} +$

+Mg²⁺. По вертикальным сторонам откладывается количество анионов, по левой стороне снизу вверх HCO₃⁻+CO₃²⁻, по правой стороне сверху вниз SO₄²⁻+Cl⁻. Каждая точка внутри квадрата имеет четыре координаты, отвечающие содержанию Na⁺+K⁺, Ca²⁺+Mg²⁺, HCO₃⁻+CO₃²⁻, Cl⁻+SO₄²⁻ (в %-экв), найденных анализом. Для нахождения места воды в той или иной части квадрата Н. И. Толстихин предложил пользоваться номером воды.

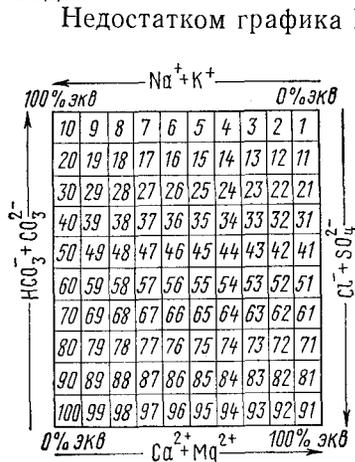
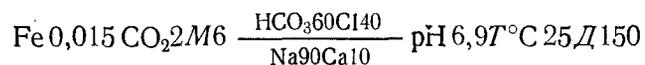


Рис. 39. График-квадрат Н. И. Толстихина



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. Кро-

ме того, по предложению А. М. Овчинникова (1963) и других ученых, в наименовании состава воды рекомендуется ставить первыми анионы и катионы, находящиеся в подчиненном количестве, причем включать 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.

Недостатком графика Н. И. Толстихина является изображение на нем суммарного содержания Cl⁻+SO₄²⁻ и Ca²⁺+Mg²⁺. Это не позволяет выделять на графике отдельно воды хлоридные и сульфатные, кальциевые и магниевые.

На практике для обозначения единичных химических анализов широко используется формула М. Г. Курлова, представляющая собой псевдодробь, в числителе которой располагаются анионы (в %-экв) в порядке убывания их содержания, а в знаменателе — в таком же порядке катионы:

ГЛАВА VIII

Понятие о происхождении воды и вопросы формирования гидросферы на Земле. Теории происхождения подземных вод

§ 1. ПОНЯТИЕ О ПРОИСХОЖДЕНИИ ВОДЫ И ВОПРОСЫ ФОРМИРОВАНИЯ ГИДРОСФЕРЫ НА ЗЕМЛЕ

Многие исследователи единодушно признают, что исходным веществом для образования Земли послужило газопылевое облако. 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 температуры 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. 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 CO₂, создали 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 содер-

жат H₂O менее 1%). Наконец, в составе современной атмосферы должно было бы сохраниться огромное количество инертных газов — Ne, He, Ar, Kr, Xe, H₂ космического происхождения от «первичной» атмосферы. Но в современной атмосфере, как известно, содержится небольшое количество нейтральных тяжелых газов. В составе наиболее древних горных пород не находят даже следов от первичного состояния огненно-жидкой Земли.

В настоящее время большинство исследователей по вопросу образования атмосферы и гидросферы Земли разделяют точку зрения А. П. Виноградова, высказанную им впервые в 1959 г. Он 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 (4,7·10⁹ 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.

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 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. При этом 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 стать основным источником воды, так как вся масса литосферы равна 2,4·10²⁵ г, т. е. соизмерима с массой воды на поверхности Земли (1,5·10²⁴ г).

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).

Дегазация вулканических кислых продуктов и воды — наиболее специфический процесс, обусловивший формирование солевой массы древнего океана. Анионная часть солей океана возникла из продуктов дегазации вулканов, а катионная — за счет разрушения горных пород.

В связи со сказанным существенно 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 . 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. Преобладавшие натрия над калием в океанической воде было

еще большим, чем в современном океане. Воды океана не были насыщены $CaCO_3$ [4].

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 служат наличие в породах карбонизированного органического вещества, биогенных карбонатов, окисленных железных руд, джеспилитов, отпечатков простейших организмов в древних осадочных породах (возраст $2,0—2,7 \cdot 10^9$ лет). Суть изменений в атмосфере, на поверхности Земли и в океане заключалась в постепенной смене восстановительных условий окислительными. Единственным источником образования кислорода стали 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 другие могли послужить основой для образования сложных органических соединений углеводов (как в углистых хондритах).

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 [4]. Появление органических веществ изменило геологические процессы, формирование солей массы океана и донных отложений.

Вслед за появлением органического вещества, а затем анаэробной жизни в архее произошли следующие изменения в составе океанической воды и в океанических реакциях, связанные с возникновением восстановления H_2O в процессе жизнедеятельности простейших организмов и освобождением свободного кислорода. В результате изменилось равновесие в атмосфере и океане и сфор-

мировалась 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 озонового 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 других 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.

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.

§ 2. ТЕОРИИ ПРОИСХОЖДЕНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

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 [3].

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 происхождения подземных вод возникла одной из первых. Первое ее изложение относится к первому веку до нашей эры (Марк Витрувий Поллион).

В XVII—XVIII вв. она была поддержана и научно обоснована П. Перро, Э. Мариоттом, Э. Галлеем, А. Валлиснери, 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; что ж она 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» [18].

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 проникая, выводит с ключевой водою глубоко потаенные минералы».

Суть этой теории заключается в том, что подземная вода формируется путем 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.

Конденсационная теория. В IV в. до н. э. древнегреческий философ Аристотель высказал предположение, 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, Аристотель был родоначальником конденсационной теории.

В XIX в. (1877) эту теорию горячо пропагандировали О. Фольгер и его сторонники. Они утверждали, 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.

Только русский ученый А. Ф. Лебедев в результате широко поставленных экспериментальных работ и наблюдений на опытном поле (1907—1919) доказал возможность конденсации водяных паров воздуха в порах горных пород [17]. 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 зоны аэрации.

К аналогичным выводам пришел Ф. П. Саваренский, проводивший опытные работы в Муганской степи [27].

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 недоказанные положения.

Как уже было сказано, в настоящее время в результате длительных исследований и многочисленных наблюдений можно считать установленным, что *основным видом питания подземных вод, находящимся в зоне активного водообмена, является инфильтрация атмосферных осадков.*

В районах с малым количеством атмосферных осадков существенное влияние на питание подземных вод может оказывать конденсация.

В последние годы большинство исследователей конденсационную теорию рассматривают совместно с инфильтрационной, поскольку влага при этих видах питания имеет атмосферный генезис.

Седиментационная 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.

Среди русских и советских геологов и гидрогеологов существуют различные точки зрения о возможности сохранения вод древних морей в осадочных толщах и участие их в формировании соленых вод и рассолов. Большинство исследователей (Н. И. Андрусов, В. И. Вернадский, А. Д. Архангельский, Н. К. Игнатович, А. Н. Буенев, 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 природ-

ных 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 внутрислоевого испарения (В. А. Сулин, М. Е. Альтовский и др.), фильтрационного эффекта (Д. С. Коржинский и др.), гравитационной дифференциации ионов (К. В. Филатов), трансляционного перемещения ионов (О. Я. Самойлов, Д. С. Соколов) и молекулярно-диффузионного массопереноса (С. И. Смирнов).

Ювенильная теория. Ювенильной называют воду, выделяющуюся из магмы и до своего появления на поверхности Земли еще не участвовавшую в общем круговороте воды. Выше отмечалось, что на ранних этапах образования Земли и гидросферы вода явилась результатом дегазации мантии (см. § 1 VIII гл.).

Таким образом, по генезису, основываясь на гипотезе А. П. Виноградова, все воды на Земле — ювенильные. Однако такое предположение оказалось возможным высказать только в наше время, когда накоплен огромный исследовательский материал. Следует подчеркнуть, что и в данное время этот проблемный вопрос нельзя считать полностью 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 газифицированных, происходит за счет выделения паров из магмы, которые, конденсируясь в более холодных сферах, поднимаются по глубоким тектоническим трещинам и разломам и по-

являются на поверхности в виде минеральных источников.

Детальное изучение минеральных и термальных вод (высокотемпературные) 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 возможности образования какого-то количества ювенильной воды в магматических очагах. Однако доля их в общем балансе подземных вод, по-видимому, незначительная.

ГЛАВА IX

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 четыре основных генетических типа (Г. Н. Каменский, А. Н. Семихатов, А. М. Овчинников и др.): 1) атмосферный (инфильтрационные, воды выщелачивания); 2) морской (седиментационные); 3) магматический (ювенильные); 4) метаморфический (дегидратационные, возрожденные).

Подземные воды атмосферного генезиса образуются за счет инфильтрации атмосферных осадков в горные породы, а также речных, озерных и вод местного поверхностного стока; инфильтрации (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 газы 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 приноса 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+} . Следует отметить, что на расстоянии нескольких десятков километров от берега моря содержание морских солей в атмосфере резко снижается.

Вдали от моря, в районах с влажным климатом и в высокогорных районах минерализация осадков обычно не превышает 20—30 мг/л, в их составе 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 речных вод и атмосферных осадков сходен. Воды большей части рек земного шара сравнительно невысокой минерализации — до 500 мг/л, в ней преобладают ионы HCO_3^- и Ca^{2+} , т. е. эти воды гидрокарбонатно-кальциевого или гидрокарбонатно-магниево-кальциевого состава.

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. Основные процессы, определяющие химический состав инфильтрационных вод: растворение и выщелачивание горных пород, смешивание вод атмосферного и морского генезиса, коллоидно-химические процессы, выпадение солей, концентрация вод при испарении, коллоидно-химические, микробиологические и др.

Воды морского генезиса формируются в процессе осадконакопления в океанах, морях, лагунах, диагенеза осадков и их метаморфизации (табл. 17).

В отличие от состава атмосферных осадков и речных вод состав воды современного океана хлоридно-натрие-

Таблица 17. Состав вод океанов и морей
(по С. В. Бруевичу)

Ионы и молекулы	На 1 кг океанской воды		
	г	г-эquiv	%-эquiv
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 ₃ BO 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	100,0
Сумма ионов	35,160	—	—

вый с повышенным содержанием ионов сульфата и магния. Несколько иной состав воды в лагунах и внутриконтинентальных морях, 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.

В океанической воде анализами установлено в растворенном состоянии 44 химических элемента.

В преобладающем количестве в ней присутствует хлористый натрий. Если учесть соединения не только с натрием, но и хлора с магнием, то почти 90% приходится на хлористые соли.

Для познания условий преобразования химического состава вод океанов и морей на дне в илах большой интерес представляют исследования О. В. Шишкиной, установившей в осадках современных морей и океанов наличие иловых вод трех типов:

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.

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.

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 $\frac{r_{Na^+}}{Cl^-} = 0,4$. Эти воды, так же как и воды в прибрежных морских осадках, обогащены аммонием, иодом, бромом и другими элементами и соединениями.

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 сложные и разнообразны 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 имеет процесс замещения ранее существовавших в породе вод инфильтрационного генезиса, смешения, катионного обмена и других процессов.

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.

Выше отмечалось (см. гл. VIII), что большое количество ювенильных вод, по-видимому, выделялось на ранней стадии формирования Земли при дегазации мантии. В настоящее время выделение ювенильных вод, по мнению некоторых исследователей, незначительно.

Многие ученые (Б. Мейсон и др.) считают, что содержание вод в магме изменяется в пределах от 0,5 до 8%. 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 fumaroll, гейзеров и других термальных источников. В основном же термальные воды бывают инфильтрационными, седиментационными или возрожденными.

Подземные воды метаморфического генезиса. Этот тип преимущественно представлен возрожденными (или дегидратационными) водами, т. е. водами, перешедшими из минералов в процессе термометаморфизма из связанного состояния (кристаллизационные, цеолитные, гигроскопические) в свободное (переход гипса в ангидрит и т. п.). Дегидратационные воды, следовательно, вторичные воды. До того, как они оказались в кристаллической решетке или были прочно связаны частицами пород, они участвовали в общем круговороте воды и по своему генезису были седиментационными или инфильтрационными. 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. Они формируются не только в условиях высоких температур и давлений, но и при небольших температурах и давлениях.

Молекулы воды, образующиеся в процессе реакций, не образуют самостоятельных зон скопления, а смешиваются с водами другого генезиса.

Следует отметить, что в природных условиях в 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. 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 — результат 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.

Обычно выделяют две принципиально различные группы факторов геохимической миграции: внутренние и внешние. Такие же подразделения факторов можно принять также применительно к формированию химического состава подземных вод.

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.

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 [3]. 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, 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» [3]. 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 других установлены несколько гидрогеохимических обстановок формирования химического состава подземных вод. А. М. Овчинников и другие выделяют три природных обстановки: окислительную, восстановительную и метаморфическую [25].

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 — важнейший окислитель. 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. В природных условиях подобная зависимость часто нарушается изменением рН, присутствием реагирующего органического вещества. Несмотря на это за нижнюю границу резко окислительной среды А. В. Щербаков рекомендует принимать следующие показатели: $Eh \approx +250$ мВ при рН 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 рН < 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.

Общая минерализация гидрокарбонатно- и сульфатно-анионного состава с рН от 2 до 9 (чаще 6—8) вод окислительной обстановки преимущественно невысокая.

Восстановительная обстановка связана с газами пре-

имущественно биохимического происхождения: CH_4 , CO_2 , тяжелые углеводороды, N_2 , H_2S , H_2 , которые являются продуктом биохимических (микробиологических) процессов.

А. В. Щербаковым по графику зависимости величины окислительно-восстановительного потенциала Eh от содержания сероводорода установлено, что при увеличении количества сероводорода в подземных водах значение Eh уменьшается. Существенно отметить, что переход от окислительной обстановки к восстановительной постепенный. По содержанию сероводорода выделяются: слабовосстановительная среда (содержание H_2S 7—10 мг/л, $Eh \approx \approx 0$ мВ); умеренно восстановительная и резко восстановительная среда. Границей между этими средами служит зона с содержанием в водах $\text{H}_2\text{S} + \text{HS}^-$, равным 50 мг/л; этой концентрации сероводорода в водах при рН от 5,5 до 8,5 соответствует $Eh \approx -150$ мВ [14].

Метаморфическая обстановка обусловлена наличием газов преимущественно 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 определяют 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.

Выщелачивание и растворение — термины, близкие по значению, но связанные с ними процессы различны по 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 связано с инфильтрацией атмосферных осадков и вод местного поверхностного стока. Уже отмечалось, что 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 продвижения она обогащается ионами и солями за счет выщелачивания пород.

В процессе выщелачивания в первую очередь в воду переходят легко растворимые 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 различна. Следовательно, при одинаковой длительности процесса выщелачивания в глинистых и песчаных породах будут найдены 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; $\text{NaSO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ — сульфатного натриевого; $\text{CaSO}_4 \times \times 2\text{H}_2\text{O}$ — 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; вы-

щелачивание 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 алюмо-силикатах 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.

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 сульфидных металлов (пирит FeS_2 , 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 с различной общей минерализацией и неодинаковым химическим составом в природе широко распространено. В смешении могут участвовать большие объемы взаимодействующих вод. Преобладающее количество типов природных вод по существу бывают сложными смесями вод различного генезиса и состава.

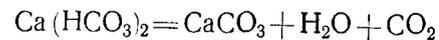
А. Н. Огильви установил, что при смешении двух различных по составу вод (пресной и минеральной) между содержанием отдельных компонентов y и общей минерализацией x существует линейная зависимость вида $y = ax + b$. Наличие смешения вод А. Н. Огильви предложил устанавливать графоаналитическим методом [14].

Опыты, проведенные Л. С. Балашовым, показали, что вывод А. Н. Огильви о строгом подчинении смешения вод уравнению прямой справедлив лишь в ограниченных

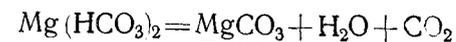
пределах даже для примера, когда одной из составляющих вод служит слабominерализованная вода. Вероятная причина отклонения этого процесса от прямолинейного закона — садка соли из смешивающихся растворов, переход компонентов твердой фазы в раствор или обменные реакции. Смешение вод нередко сопровождается выпадением карбонатов кальция, магния, железа, гипса, кремнезема. Следовательно, смешение вод — сложный физико-химический процесс, который 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 происходит при изменении термодинамических условий, поскольку при этом обязательно нарушается гидрогеохимическое равновесие 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:



и



Таким путем на некоторых площадях образуются травертины — известковые туфы.

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

($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), галит (NaCl), эпсомит ($\text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$), гексагидрит ($\text{MgSO}_4 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$). При дальнейшем концентрировании рассола начинает выделяться карналлит ($\text{MgCl}_2 \cdot \text{KCl} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$) вместе с гексагидритом. 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 общей 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 системой растений нередко изменяются рН 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. 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 многолетне-мерзлых пород.

Диффузия — перемещение вещества, обусловленное тепловым движением молекул в какой-либо среде в направлении убывания его концентрации. Диффузия при-

водит к выравниванию содержания растворенного вещества по всему объему системы. Движение частиц происходит под влиянием градиента концентраций от мест большего содержания веществ к участкам с меньшим содержанием. В результате диффузии в естественных условиях протекает процесс выравнивания концентраций подземных вод, а также диффузионное рассоление пород и засоление вод.

Диффузия — широко распространенный процесс в газах, жидкостях и твердых телах.

Роль молекулярной диффузии в формировании минерализации и химического состава подземных вод в гидрогеологии оценивается по-разному. Многие исследователи не придают большого значения в формировании подземных вод процессам диффузии. А. П. Виноградов полагает, что малая скорость диффузионных процессов даже в масштабах геологического времени не может обеспечить перенос значительных масс вещества на ощутимые расстояния [4]. Некоторые же исследователи уделяют определенное значение процессам диффузии в формировании минерализации и состава подземных пород [14].

Катионный обмен связан с физико-химической поглощательной способностью тонкодисперсных пород (глины, суглинки) с диаметром частиц менее 0,02 мм. Общее количество ионов, способных к обмену, характеризует емкость поглощения. Она оказывается неодинаковой даже для одного и того же иона, находящегося в различных условиях, на нее оказывает влияние рН 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, способные 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 валент-

ности. 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 велика. Обменные реакции иногда доходят до равновесия через промежутки времени, исчисляемые 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. 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 изменениях 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+} .

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.

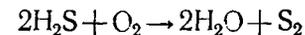
Микробиологические процессы имеют исключительно большое значение в преобразовании химического состава подземных вод (В. И. Вернадский, Б. Б. Польшин и др.). В результате жизнедеятельности микроорганизмов происходит преобразование солевого и газового состава воды.

Исследованиями последних лет установлено, что микроорганизмы в земной коре широко распространены; по характеру жизнедеятельности и специфике их воздействия на химический и газовый состав подземных вод выделяются широтные и вертикальные зоны. Микроорганизмы способны развиваться как в неглубоких грунтовых водах, так и в водоносных горизонтах, залегающих на больших глубинах (до 4000 м).

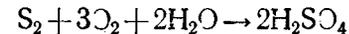
Наиболее богато населена бактериями верхняя почвенная зона глубиной от 0,5 до 1,5 м, где жизнедеятельность микроорганизмов протекает в окислительной обстановке (аэробные бактерии). Ниже залегают зона выветривания пород, в которой также существуют многочисленные бактерии; в этой зоне, мощность которой измеряется десятками, а на отдельных площадях сотнями метров, наряду с аэробными 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. И. Виноградскому):



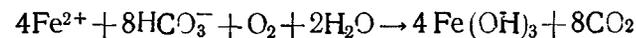
и



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.

Железобактерии — аэробные микроорганизмы. Они легко приспосабливаются к различным условиям природной среды: температуре, рН, солености и т. п. Источником энергии для жизнедеятельности железобактерий является процесс окисления железа (С. И. Виноградский).

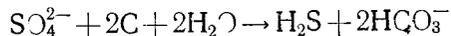
Схематически этот процесс можно представить следующим образом:



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 важные и широко распространенные процессы — десульфатизация (сульфатредукция) и денитрификация.

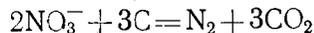
Десульфатизация — это процесс биохимического восстановления сульфатов воды. Для жизнедеятельности сульфатредуцирующих бактерий необходимо, чтобы в воде было органическое вещество. Процесс десульфатизации протекает по схеме



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.

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.



Бактерии-денитрификаторы не могут существовать в среде, лишенной органического вещества. Процессы денитрификации протекают при температуре до $65-70^\circ\text{C}$ и при общей минерализации подземных вод (рассолов) до 300 г/л.

Следовательно, в результате микробиологического процесса разложения нитритов и нитратов расходуется органическое вещество; при этом процессе поступают в подземную воду 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 иногда по общей

минерализации и составу основных анионов и катионов инфильтрационные воды атмосферного генезиса близки к седиментационным водам морского генезиса. Например, 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 важное значение придают коэффициентам пропорциональности $r_{\text{Na}/r_{\text{Cl}}}$, 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 принимаются в мг/л.

Большинство коэффициентов является 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:

$$\frac{r_{\text{Na}}}{r_{\text{Cl}}} = 0,85, \quad \frac{\text{Cl}}{\text{Br}} \approx 300, \quad \frac{\text{Ca}}{\text{Sr}} \approx 33, \quad \frac{\text{Br}}{\text{I}} \approx 1300.$$

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 $r_{\text{Na}/r_{\text{Cl}}} > 0,85$, преимущественно он изменяется от 1 до 2; $\text{Cl}/\text{Br} > 300$, 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); $\text{Ca}/\text{Sr} \approx 200$.

В седиментационных водах морского генезиса отношение $rNa/rCl < 0,85$, $Cl/Br < 300$ (для седиментационных вод морского генезиса, обогащенных бромом, — Дагестан, Краснокамск, Верхне-Чусовские городки и т. д.); $Ca/Sr \approx 33$. 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, используя комплекс показателей: состав воды, значения коэффициентов пропорциональности, состав растворенных в воде газов.

Таким образом, 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 седиментационных вод, преимущественно залегающих в зоне восстановительной обстановки, показательны газы CH_4 , H_2S , N_2 , CO_2 ; $rNa/rCl < 0,85$, $Cl/Br \ll 300$, $Ca/Sr \approx 33$.

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 невозможно рекомендовать какие-либо конкретные показатели. Следует только отметить, что для вод этих типов показательны сравнительно высокая температура, относительно небольшая минерализация, они насыщены углекислым газом метаморфического генезиса (углекислые термальные воды) или азотом (азотные термы), нередко с повышенным содержанием кремневой кислоты, мышьяка и бора.

§ 1. ВОДА В ПОЧВЕННОМ СЛОЕ

Вода, находящаяся в почве, имеет настолько важное значение для жизни растений, что без нее их произрастание было бы невозможно. Вода содержит большое количество органических веществ и микроорганизмов; воды почвенного слоя детально изучаются почвоведомы 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 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 обуславливается водопроницаемостью почвы и нижележащих слоев горных пород. Чем ниже водопроницаемость почвы, тем меньше воды она поглощает в единицу времени и тем большее количество осадков, следовательно, расходует 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 притяжения капиллярной воды, связанной с уровнем грунтовых вод. Последний вид питания бывает 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 сколько-нибудь значительных количествах. Основная масса почвенных вод расходуется на испарение и транспирацию. Необходимо при этом подчеркнуть, что, конечно, 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 (заболочивание и засоление почв) в связи со строительством инженерных сооружений и других приходится изучать почвенные воды и гидрогеологам совместно с почвоведом, мелиораторами и другими специалистами¹.

§ 2. ВЕРХОВОДКА

Верховодкой называются подземные воды, залегающие в породах зоны аэрации на линзах относительно

¹ Подробнее эти вопросы рассматриваются в курсе «Методика гидрогеологических исследований» [10].

водоупорных пластов на незначительной 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 она встречается также и в верхней части коры выветривания скальных пород. Кроме того, распространена в районах многолетней мерзлоты, где в зимнее время пол-

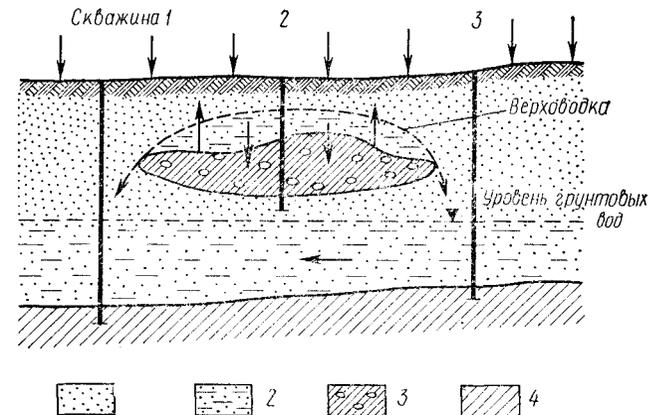


Рис. 40. Линза морены с верховодкой:

1 — песок; 2 — песок водоносный; 3 — суглинок с валунами; 4 — глина

ностью 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 слабо проницаемые пласты другого генезиса, на неровной поверхности которых она получает наибольшее развитие (рис. 40).

В однородных легкопроницаемых и невлагоемких породах (крупнозернистых песках, трещиноватых породах) условия для формирования поверхности неблагоприятны. В глинах также верховодка обычно не образуется. Обусловлено это тем, что вследствие набухания коллоидов верхний слой глин небольшой толщины сравнительно скоро насыщается водой и становится непроницаемым для дальнейшей инфильтрации воды с поверхности. Заметное влияние на формирование вод 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 (западины), куда стекают дождевые воды и где задерживаются талые снеговые воды. Иногда воды верховодки обнаруживаются на речных террасах. Так, на второй террасе в тонкозернистом илистом песке в бассейне одной реки 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. Неглубокое залегание верховодки способствует тому, что значительная часть ее вод может быть израсходована на испарение (см. рис. 40).

Ввиду незначительной мощности водонасыщенных слоев и большой 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 территории 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.

§ 3. ГРУНТОВЫЕ ВОДЫ

Определение и условия залегания

В 1900 г. С. Н. Никитин в работе «Грунтовые и артезианские воды Русской равнины» дал 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» [21].

Таким образом, к грунтовым водам относятся воды первого от поверхности водоносного горизонта, залегаю-

щие 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 есть локальное водопорное перекрытие, грунтовые воды приобретают местный небольшой напор, величина которого определяется положением уровня грунтовых вод на примыкающих участках без водоупорного перекрытия. Области питания и распространения грунтовых вод обычно совпадают.

Постоянно существующие грунтовые воды широко, почти повсеместно распространены в природе 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 выпадения 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, они подвержены загрязнению.

Поверхность грунтовых вод называется *зеркалом* или *скатертью*. Относительно однородные по литологическим особенностям и водным свойствам пласты горных пород, содержащие грунтовые воды, называются *водоносным горизонтом* или *водоносным пластом*. Водонепроницаемая порода, подстилающая водосный пласт, называется *водоупором* или *водоупорным ложем*. *Мощность водоносного горизонта* (потока) h определяет-

ся расстоянием по вертикали от уровня грунтовых вод до кровли подстилающего водоупорного пласта.

На рис. 41 показан вертикальный разрез водоносного пласта от поверхности земли до водоупорного ложа. Как видно из рис. 41, 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. II, § 3.

Ниже зоны капиллярного поднятия расположена зона насыщения $вг$. Характеристика зон аэрации и насыщения приведена в гл. IV, § 1. Грунтовые воды обычно имеют слабоволнистую поверхность, часто с уклоном в сторону ближайшего понижения (овраг, балка, речная долина и т. д.). Только в равнинных областях при малых уклонах уровня поверхность грунтовых вод можно приближенно принимать за плоскость. В зависимости от величины уклона поверхности и водопроницаемости пластов грунтовые воды движутся в сторону ближайшего понижения с той или иной скоростью, образуя *грунтовый поток* (рис. 41).

Участки с горизонтальной поверхностью грунтовых вод называются *бассейном грунтовых вод*. Они нередко образуются на площадях пониженного залегания водоупорного ложа, борта которых находятся приблизительно на одних и тех же высотных отметках (рис. 42). Следует при этом указать, 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

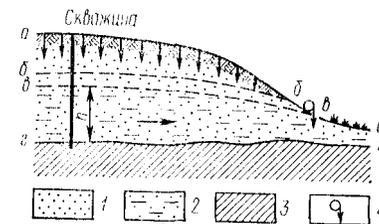


Рис. 41. Зоны распределения воды в толще пород:

aa — поверхность земли; bb — 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; 4 — выход нисходящего источника

бассейн. Иногда в природе отмечается гидравлически связанный грунтовый поток с грунтовым бассейном (рис. 43). Бассейном грунтовых вод нередко называют грунтовые воды, заполняющие определенные геологические структуры, например древний ледниковый размыв,

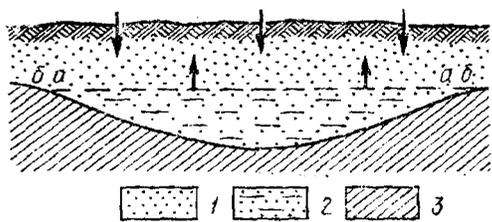


Рис. 42. Схема бассейна грунтовых вод:
aa — поверхность грунтовых вод; bb — поверхность водоупорного пласта; 1 — песок; 2 — песок водоносный; 3 — глина

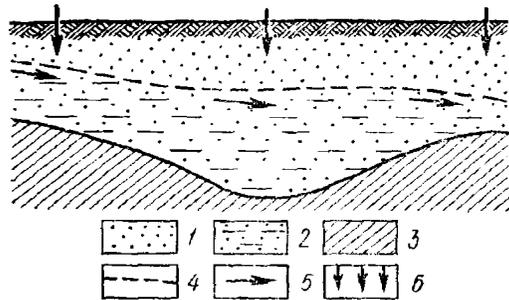


Рис. 43. Схема соотношения грунтового потока с грунтовым бассейном:
1 — песок; 2 — песок водоносный; 3 — глина; 4 — уровень грунтовых вод; 5 — направление движения грунтовых вод; 6 — инфильтрация атмосферных осадков

плотных отметках по сравнению с областью дренирования (речные долины, балки, овраги и др.). По пути движения поток может встретить препятствие, например, в виде 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

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 сопротивления. 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.

Уровень грунтовых вод в области питания всегда находится на более высоких абсо-

некоторых главным образом отрицательных элементах рельефа могут выходить источники. При пересечении речной долиной, оврагом или другими отрицательными формами рельефа воды грунтового потока будут раз-

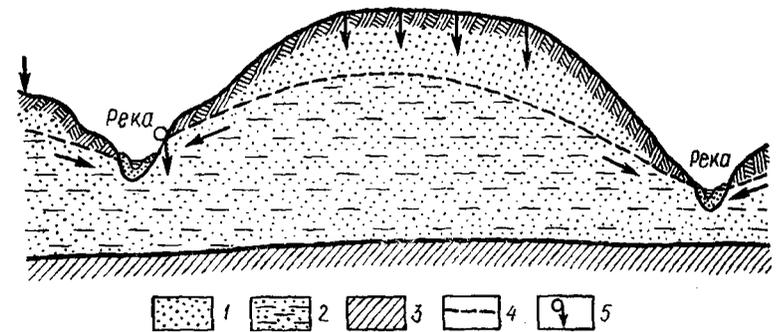


Рис. 44. Депрессионная кривая грунтовых вод на междуречье:
1 — песок; 2 — песок водоносный; 3 — глина; 4 — кривая депрессии; 5 — источник нисходящий

гружаться; на таких участках встречаются пластовые высачивания воды, 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. 44).

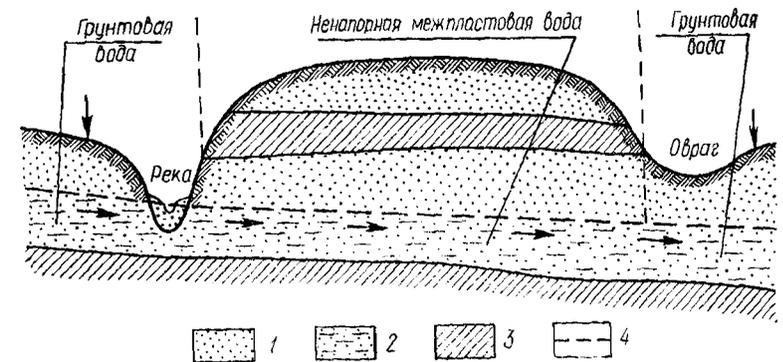


Рис. 45. Схема залегания потока межпластовых ненапорных вод:
1 — песок; 2 — песок водоносный; 3 — глина; 4 — уровень межпластовых вод

К особому типу подземных вод относят *межпластовые ненапорные воды*, которые сверху и снизу ограничены водонепроницаемыми пластами. Как видно из рис. 45, эти воды насыщают водопроницаемый пласт не полностью. На отдельных ограниченных по размерам участ-

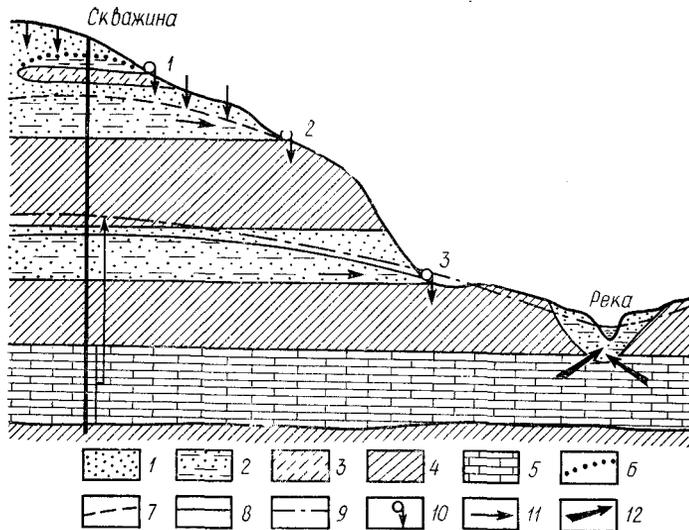


Рис. 46. Схема гидрогеологического разреза части речной долины:

1 — песок; 2 — песок водоносный; 3 — супесь; 4 — глина; 5 — известняки трещиноватые; 6 — уровень верховодки; 7 — уровень грунтовых вод; 8 — уровень межпластовых ненапорных вод; 9 — уровень артезианских вод; 10 — источники нисходящие; 11 — направление движения безнапорных подземных вод; 12 — разгрузка артезианских вод в речной аллювий

ках 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 (рис. 45).

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. XI). Кроме того, как отмечал Ф. П. Саваренский, на отдель-

ных площадях они вскрываются в водопроницаемых пластах значительной мощности, расположенных выше местного базиса эрозии [27]. Межпластовые ненапорные воды обычно гидравлически связаны с грунтовыми (рис. 45), а на отдельных площадях и с артезианскими водами (см. гл. XI).

На схематическом гидрогеологическом разрезе речной долины показано несколько водоносных горизонтов (рис. 46). В верхней части разреза в зоне аэрации распространена верховодка, ниже которой находится грунтовый поток. Под верхним пластом глин залегают межпластовые ненапорные воды. Напорные воды движутся по трещинам в известняках, а разгружаются в речной аллювий.

Поверхность грунтовых вод

По данным одновременных замеров уровня грунтовых вод в скважинах, шурфах, колодцах и источниках можно составить карту поверхности (зеркала) грунтовых вод (рис. 47). Для этого все выработки и источники, в которых замерялись уровни воды, наносят на точную топографическую карту или план, а уровни пересчитывают на абсолютные или реже относительные 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 от числа нанесенных на ней точек наблюдений (отметки уровня). На рис. 48 гидроизогипсы проведены через 2 м. По карте грунтовых вод в гидроизогипсах можно определить следующие необходимые для практики данные:

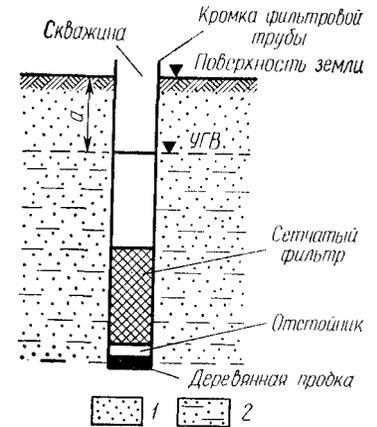


Рис. 47. Определение глубины залегания a уровня грунтовых вод в скважине: 1 — песок; 2 — песок водоносный

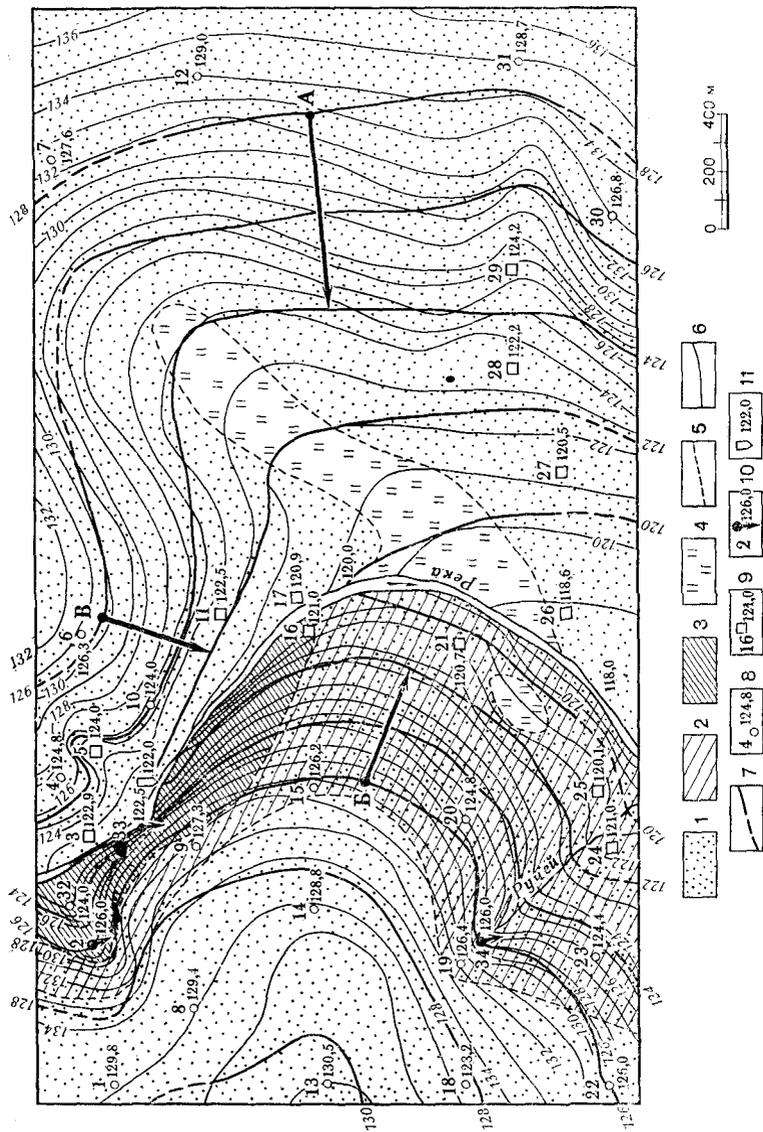


Рис. 48. Карта гидроизогипс: 1 — песок; 2 — супесь; 3 — суглинок; 4 — заболоченный участок; 5 — литологические границы; 6 — горизонталь поверхности; 7 — гидроизогипсы; 8 — буровая скважина; 9 — колодец или шурф; 10 — источник нисходящий; 11 — водомерный пост; цифры у водопунктов означают: сверху — номер, справа — абсолютную отметку уровня грунтовых вод, сечение гидроизогипс через 2 м

1) направление течения и уклон грунтового потока; 2) глубину залегания грунтовых вод в заданной точке или на любом участке; 3) мощность водоносного пласта; 4) характер залегания грунтовых вод и соотношение его с рельефом поверхности.

Направление течения грунтовых вод определяют путем опускания перпендикуляра от гидроизогипсы с большей отметкой (точки А, В, В на рис. 48) 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 заданной 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 горизонталь 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 выделения на такой карте участков с глубиной залегания воды, например, в интервалах 0—1, 1—2, 2—3 м 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 [5].

При детальном гидрогеологическом исследовании, проводимом на территории городов, промышленных площадок и т. п., составляются несколько карт гидроизогипс

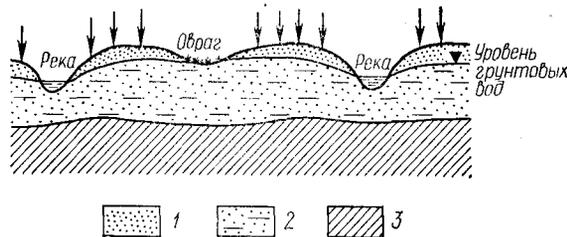


Рис. 49. Соотношение рельефа земной поверхности и уровня грунтовых вод:

1 — песок; 2 — песок водоносный; 3 — глина

и глубин, соответствующих, например, наиболее высоким и низким положениям зеркала грунтовых вод. Для этого необходимы данные об изменениях уровня грунтовых вод за год. Их получают путем наблюдения за колебаниями уровня по специально созданным наблюдательным точкам (скважины, шурфы) и от ближайших стационарных гидрогеологических станций, ведущих круглогодичные наблюдения за режимом грунтовых вод.

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. 49).

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, обуславливая в местах пересечения депрессионной поверхностью грунтовых вод поверхности рельефа выходы источников или

пластовые высачивания воды (см. рис. 41, 44, 46 и 48). 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.

Связь грунтовых вод с водами поверхностных водотоков и водоемов

Грунтовые воды обычно гидравлически связаны с водами открытых водотоков и водоемов (реки, озера, водохранилища, пруды 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 нередко содержатся обильные грунтовые воды высокого качества.

Связь между грунтовыми и речными водами может быть различной, что устанавливается по характеру гидроизогипс. В районах 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. 50, 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. 50, 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. Они получают основное питание в горах за счет таяния снегов и ледников. Протекая по засушливым степям, часть воды они 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 наз-

ванных 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 (рис. 50, в).

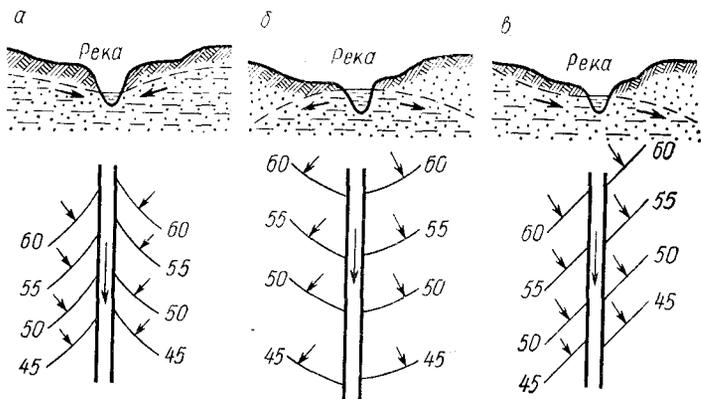


Рис. 50. Соотношение между грунтовыми и поверхностными водами:

а — река дренирует горизонт грунтовых вод; б — река питает грунтовые воды; в — река питает грунтовые воды на левом берегу и дренирует их на правом

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 паводков 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. 51). Кривая подпора обычно распространяется в сторону берегов речной долины на несколько сотен 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.

При крупном гидротехническом строительстве в речных долинах создаются глубокие водохранилища большой емкости, 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

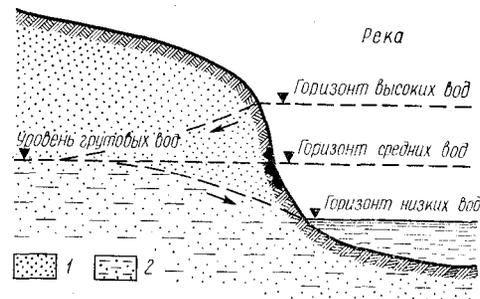


Рис. 51. Положение уровня грунтовых вод в прибрежной полосе при подъеме горизонта воды в реке:

1 — песок; 2 — песок водоносный

очень небольшой глубине и местами вызывать заболачивание поверхности. Если это случается на территориях крупных населенных пунктов, городов или промышленных предприятий, приходится прибегать к искусственно-му понижению зеркала грунтовых вод [10].

Иногда грунтовые воды гидравлически связаны с болотными водами, с которыми 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. 52, а). В северной полосе территории СССР верховые болота занимают обширные пространства, здесь 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.

Низинные болота распространены на пониженных элементах рельефа — на пойменных террасах (нижние части 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. 52, 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. 52, в).

Условия питания и разгрузки грунтовых вод

Основной вид питания грунтовых вод — это инфильтрация атмосферных осадков (дождь, тающий снег, роса и т. д.). Величина инфильтрации зависит от характера и интенсивности выпадения осадков, а также от водопроницаемости почвы и пород зоны аэрации.

Как уже сообщалось в гл. I, § 2, 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 продолжительности оттаивания почвы, рельефа местности, характера растительности, водопроницаемости почвы и некоторых других фак-

торов. При весеннем снеготаянии на ровном плато, например, условия для инфильтрации будут более благоприятны, чем на крутых склонах; на участках, покрытых растительностью, инфильтрация тоже оказывается более интенсивной, так как растительность замедляет скорость таяния снега и уменьшает поверхностный сток.

В степных районах, где снежный покров незначительной толщины, а сильные зимние ветры сносят большое количество снега в овраги и речные долины, сравнительно 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. 53), 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 грунтовые воды на глубине нескольких метров от поверхности, являются в степных районах единственным ис-

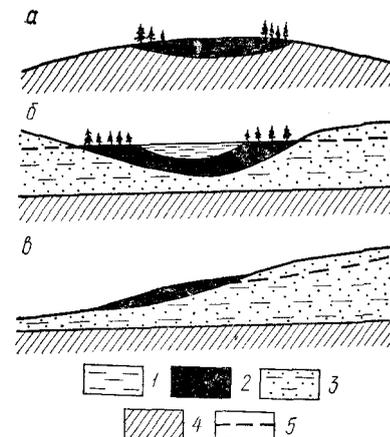


Рис. 52. Типы болот по условиям их залегания и питания:

а — верховые; б — низинные; в — переходные; 1 — вода; 2 — торф; 3 — песок водоносный; 4 — глина; 5 — уровень грунтовых вод

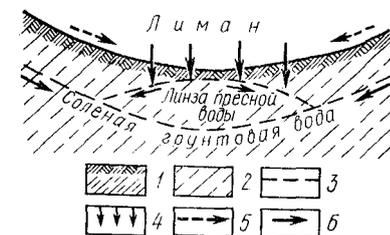


Рис. 53. Схема залегания линзы пресной воды на соленых водах под лиманами в начале лета (Прикаспийская низменность):

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

точником пресных вод. Однако довольно часто они имеют сравнительно невысокий дебит.

В горных районах наряду с дождевыми и снеговыми осадками в питании грунтовых вод могут принимать участие роса, иней и другие виды осадков, которые при некоторых благоприятных природных условиях служат 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 влагу, встречая на 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.

В пустынных областях может быть 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 Каракумы с малым количеством атмосферных осадков и высокой испаряющей способностью наблюдаются 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»), но 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 можно заключить о наличии грунтовых вод в районе проведения гидрогеологических исследований, о составе пород водоносных и водоупорных горизонтов, об их стра-

тиграфическом положении, водообильности и химическом составе воды. При полевых исследованиях в некоторых районах источники легко обнаруживаются на местности при маршрутах, в других 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 выходов может быть 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.

Аналогичное явление может возникать на участках выхода пластов высокой водопроницаемости, перекрытых с поверхности несечно-глинистыми образованиями низкой водопроницаемости (рис. 54).

Причины выхода источников на дневную поверхность различны и обусловлены преимущественно воздействием геолого-литологических факторов и местной гидрографической сети [10]. Так, например, в результате углубления гидрографической сети происходит вскрытие водоносных горизонтов, которые дают начало контактным источникам (рис. 55).

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 вы-

зывает подъем их уровня, а на пониженных элементах рельефа — выходы источников.

Полевые исследования показывают, что максимальное количество источников наблюдается в наиболее глубоко врезанных в водораздельный массив балках и оврагах. В соответствии с количеством вскрытых водо-

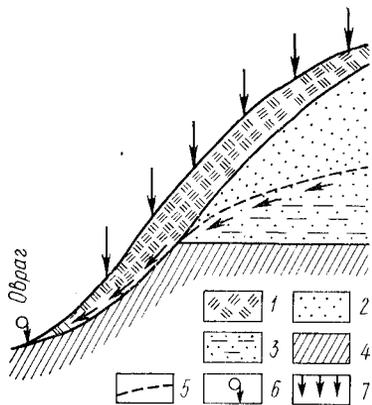


Рис. 54. Выход источника из де- лювия:

1 — делювий склона; 2 — песок; 3 — пе- сок водоносный; 4 — глина; 5 — уро- вень грунтовых вод; 6 — источник нис- ходящий; 7 — инфильтрация осадков

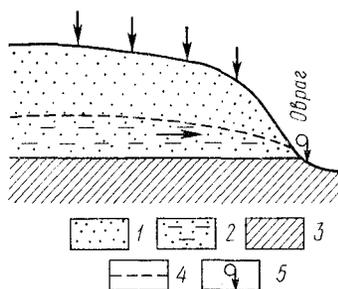


Рис. 55. Выход нисходящего источника вблизи контакта водоносных и водоупорных пластов:

1 — песок; 2 — песок водонос- ный; 3 — глина; 4 — уровень грунтовых вод; 5 — источник нисходящий

носных горизонтов в глубоких эрозионных врезях (балки) выходят источники на разных высотных отметках (в таких балках вскрываются грунтовые, артезианские воды, см. гл. XI). 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 (овраги, балки) 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 преимуществен-

но источники нисходящего типа, а в горных районах — нисходящего и восходящего (см. гл. XI).

В полевых условиях для того чтобы установить причину появления разгрузки подземной воды через источники и увязать это природное явление с геологическим строением района исследований иногда приходится проводить несложные разведочные работы (расчистки или бурение мелких скважин), выполнять физико-химические анализы воды, а на некоторых (опорных) источниках организуют 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. XII).

Грунтовые воды имеют чрезвычайно большое народнохозяйственное значение. Они широко используются для водоснабжения городов, промышленных предприятий, железнодорожных станций, сельского хозяйства и т. п.

§ 4. 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 факторов.

К естественным (природные) 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 многие другие факторы.

Режим подземных вод, определяемый только природными факторами, называют естественным (ненарушен-

ный), а если на его формирование существенное влияние оказывают искусственные факторы — искусственным (нарушенный). Наиболее существенно влияние естественных факторов сказывается на грунтовые воды, которые залегают сравнительно неглубоко от поверхности земли. С глубиной влияние многих из названных факторов ослабевает или полностью прекращается.

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 основные факторы и определить их роль в формировании подземных вод, т. е. выявить количественное соотношение приходных и расходных элементов баланса последних. *Баланс — 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 поглощением вод поверхностного стока и бокового притока со смежных участков. Расходование грунтовых вод происходит путем испарения с уровня и транспирации их растениями и подземного оттока с участка. Количественное определение приходных и расходных элементов баланса грунтовых вод позволяет выделить определяющие факторы формирования гидродинамического режима подземных вод, провести соответствующую классификацию типов режима и выявить конкретные площади их распространения на местности.

Подробнее вопросы режима и баланса подземных вод освещаются в курсе «Методика гидрогеологических исследований» [10].

§ 5. 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. Новейшие материалы о закономерностях распространения грунтовых вод и их использовании в народном хозяйстве приведены в многотомном издании «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» [27].

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 (рис. 56).

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 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, ин-

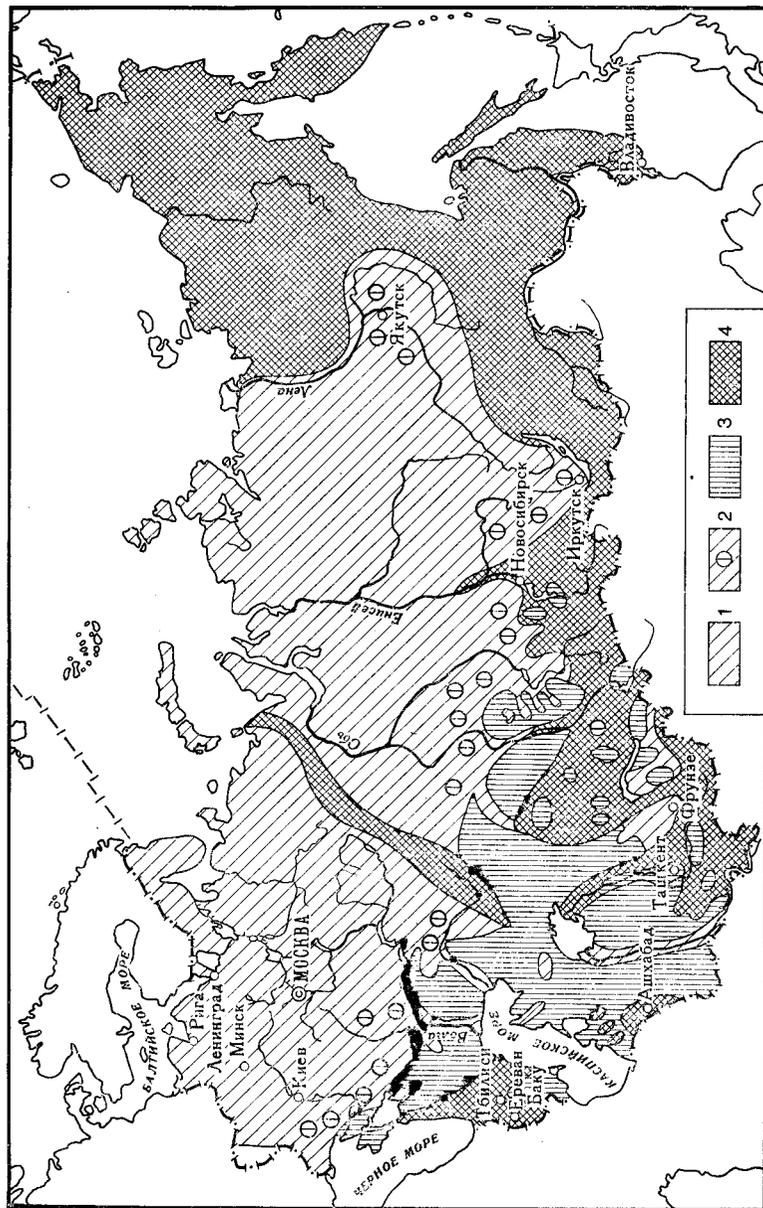


Рис. 56. Карта-схема грунтовых вод СССР (по Г. Н. Каменскому):
 1 — грунтовые воды выщелачивания; 2 — грунтовые воды выщелачивания с внутризональными участками вод континентального засоления; 3 — грунтовые воды континентального засоления; 4 — грунтовые воды выщелачивания горных пород

тенсивного испарения и отсутствия естественного дренажа нет благоприятных условий для развития грунтовых потоков.

По степени минерализации воды континентального засоления изменяются от слабосоленых до соленых; по химическому (анионный) составу они относятся к сульфатному, сульфатно-хлоридному и хлоридному типам.

Реже в засушливых областях, на отдельных участках, благоприятных для инфильтрации и подземного стока, встречаются 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 (см. рис. 56). 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. 56).

§ 6. ОСНОВНЫЕ ВИДЫ ГРУНТОВЫХ ВОД ПО УСЛОВИЯМ ЗАЛЕГАНИЯ И ИХ ХАРАКТЕРИСТИКА

В соответствии с классификацией подземных вод А. М. Овчинникова и П. П. Климентова (см. табл. 12) кратко рассмотрим 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 аллю-

виальными 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 было отмечено на Волге, Оке, Москве, Днепре и других крупных реках Русской равнины. При этом практикой установлено, что наиболее водообильна нижняя толща аллювиальных отложений. Существенно, однако, добавить, что на отдельных участках в некоторых речных долинах аллювиальные толщи пород отличаются большей изменчивостью состава как по вертикали, так и по простиранию. По причине невыдержанности 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.

Чаще встречаются аллювиальные воды пресные, по химическому составу относящиеся к гидрокарбонатному кальциевому типу.

Грунтовые воды ледниковых отложений. Ледниковые отложения представлены неотсортированными валунными глинами и суглинками, а также песчаными флювиогляциальными отложениями. Глины и суглинки слу-

жат водоупором для грунтовых вод, водонасыщенными породами являются пески.

На северо-западе и севере территории европейской части СССР 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 накопления в них значительных ресурсов грунтовых и местами артезианских вод (см. гл. XI).

Грунтовые воды ледниковых отложений обычно слабо минерализованы и так же, как и подземные воды речных долин, широко используются для водоснабжения сельских местностей, а нередко и крупных городов и промышленных предприятий.

Грунтовые воды степей, полупустынь и пустынь. На территории СССР пустыни и полупустыни занимают огромную площадь — около 12% от всей поверхности. Они распространены в Узбекистане, Каракалпакии и южной части Казахстана, где находятся пустыни Каракумы, 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 не получают питания по пути движения. Реки Амударья, Сырдарья и другие 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 происхо-

диль конденсация водяных паров из воздуха. Таким образом, условия для накопления грунтовых вод в степях и особенно в полупустынях и пустынях 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 (см. рис. 53).

На возвышенных участках степей грунтовые воды не обильны 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. Воды бессточных озер расходуется главным образом на испарение, что приводит к накоплению в бессточных впадинах различных солей. Вода этих озер, естественно, сильно минерализована. Неглубокие озера летом полностью пересыхают и на их поверхности образуется соленая корка с трещинами усыхания (рис. 57).

В сухих степях и полупустынях грунтовые воды иногда залегают на небольшой глубине. В Прикаспийской низменности, например, они часто залегают на глубине всего нескольких метров от поверхности, причем, как правило, сильно минерализованы.

Грунтовые воды песчаной пустыни Каракумы в Туркмении сильно минерализованы и часто непригодны для питья. Только у подножия Копетдага есть источники и колодцы с пресными водами, притекающими со стороны гор. Небольшое количество относительно пресных вод в Каракумах можно получить на такырах — ровных глинистых площадках, расположенных среди барханных песков (рис. 58). Поверхностные воды, возникающие в периоды выпадения осадков, стекают на такыры с ближайших склонов, через естественные трещины или искусственные каналы и ямы фильтруют в песчаные толщи и, достигнув уровня грунтовых вод, оттесняют соле-

ные воды в стороны. Так образуются линзы пресных вод, пригодных для питья.

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.

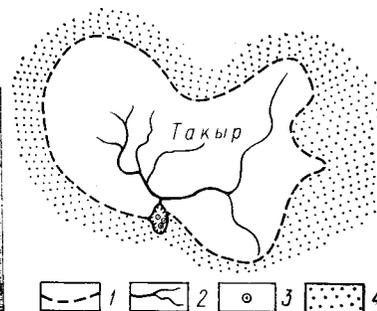
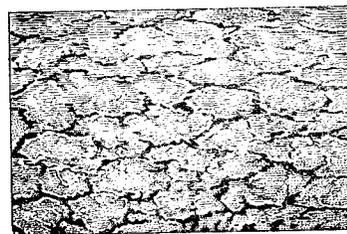


Рис. 57. Участок поверхности высохшего озера, покрытый коркой потрескавшейся засоленной породой

Рис. 58. Расположение каналов и колодцев на такыре (по П. С. Макееву):

1 — контур такыра; 2 — водосборные каналы; 3 — колодцы; 4 — песчаные гряды

Грунтовые воды конусов выноса и предгорных наклонных равнин. В СССР есть крупные горные области и прилегающие к ним предгорные и степные равнинные области (Средняя Азия, Закавказье и др.), где широко распространены подземные воды. Здесь условия залегания грунтовых вод существенно иные, чем у описанных видов. Различие 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 (шлейфы). 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 минерального 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.

Вблизи гор река отдает наибольшее количество воды, где, кроме того, 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.

К периферии конуса выноса грунтовые воды местами приобретают некоторый напор, так как в толще мелкозернистого песчаного 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. 59).

По химическому составу грунтовые воды в верхней части конусов выноса мало, а нередко и совсем не отличаются от речной слабо минерализованной 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 верхней части 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 разностями, из которых движущаяся вода выще-

лачивает соли. Близость уровня грунтовых вод к поверхности земли влечет подъем воды по капиллярам, и процесс испарения этой воды приводит к увеличению минерализации.

В областях с сухим климатом в предгорных районах накапливаются мощные толщи обломочного материала,

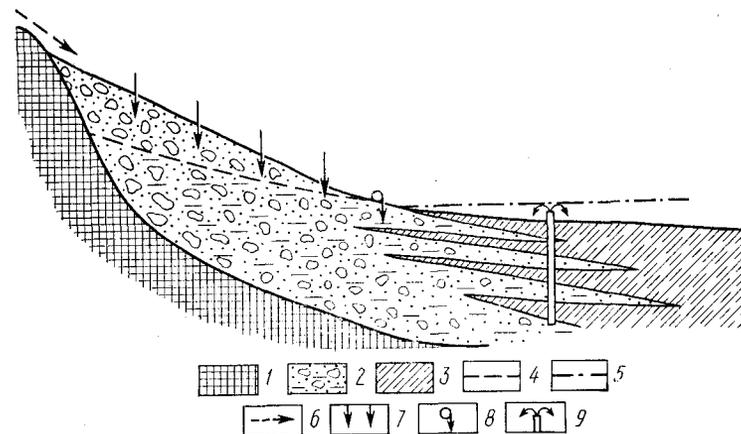


Рис. 59. Схема гидрогеологического разреза конуса выноса:

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 — скважина, дающая воду самоизливом

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 Закавказье. В распределении различной величины обломочного материала на предгорных равнинах в общем действует та же закономерность, что и на больших площадях сухих дельт.

Гидрогеологические условия предгорных наклонных равнин во многом сходны с закономерностями распространения подземных вод, характерными для описанных сухих дельт.

Воды предгорных равнин, так же как и воды сухих дельт, широко используют для орошения и водоснабже-

ния. Еще задолго до нашей эры эти воды каптировались и выводились самотеком через кяризы (рис. 60). Кяризы и до сих пор существуют в Закавказье и Средней Азии.

Грунтовые воды горных областей распространены в породах коры выветривания, а также встречаются в трещинах и более крупных тектонических нарушениях дочетвертичных пород. Эти трещины и нарушения в поро-

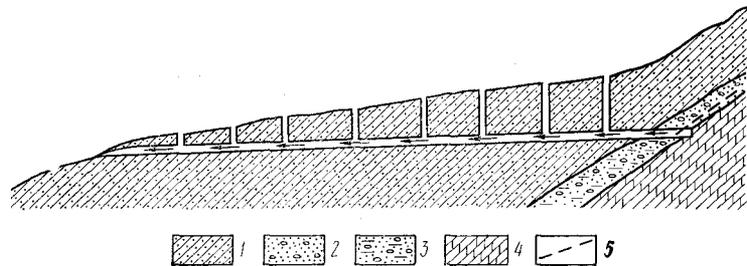


Рис. 60. Схема продольного разреза кяриза:

1 — покровные суглинки; 2 — песок и галечник; 3 — песок и галечник водоносные; 4 — породы дочетвертичного возраста; 5 — уровень подземных вод

дах обусловлены процессами выветривания 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.

Подземные воды встречены как в рыхлых четвертичных (песчаных и грубообломочных) отложениях, так и в трещинах дочетвертичного возраста пород, причем в таких районах распространены и безнапорные, и напорные подземные воды.

В алювиальных 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 подрусовые потоки.

В замкнутых межгорных бессточных котловинах отмечается определенная закономерность в химическом со-

ставе подземных вод. В Ферганской котловине, например, наблюдается резкое увеличение минерализации грунтовых вод от краевых частей котловины к центру, в этом же направлении 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 [27].

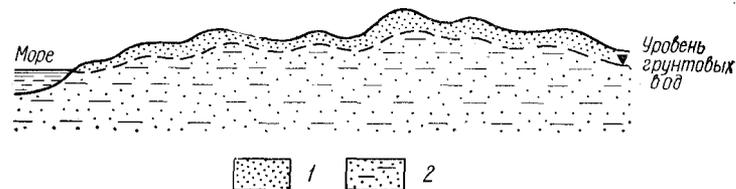


Рис. 61. Поверхность уровня грунтовых вод в дюнах:
1 — песок; 2 — песок водоносный

Грунтовые воды песчаных морских побережий. На отдельных участках морских побережий, сложенных дюнными песками, 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. 61).

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 побережья грунтовые воды смешанного состава: 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 медленно, и они долгое время продолжают оставаться пресными или слабоминерализованными.

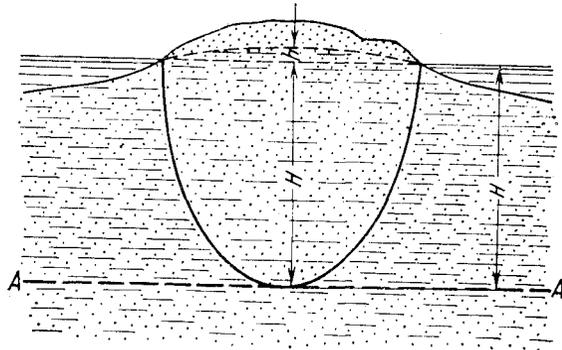


Рис. 62. Глубина залегания грунтовых пресных вод на песчаном острове в море

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. 62). Так как плотность морской воды равна в среднем 1,024, а пресной — 1, можно составить уравнение, выражающее условие гидростатического равновесия для пограничной плоскости AA:

$$H + h = 1,024H, \quad (X.1)$$

откуда

$$h = 0,024H \approx \frac{1}{42} H. \quad (X.2)$$

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.

§ 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 обуславливает подъем уровня вод над их кровлей при вскрытии воды скважинами или другого вида выработками. При благоприятных геоструктурных и гидрогеологических условиях скважины дают фонтанирующую воду.

Артезианские воды получили название от провинции Артуа в Южной Франции (древнее латинское название — Артезия), где в XII в. (1126) впервые в Европе был найден колодец, вскрывший самоизливающуюся воду [34]. 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) 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 мутьобразными геологическими структурами типа Парижского бассейна. Впоследствии выяснилось, что условия залегания артезианских вод более сложные и разнообразные.

Артезианские воды широко распространены в пределах синеклиз, впадин, мульд, краевых и предгорных прогибов моноклинальных структур, а также в межгорных впадинах, синклиналиных 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. В настоящее время нередко как синонимы используются термины «артезианский» и «напорный».

По условиям залегания подземных артезианских вод выделяются артезианские бассейны, артезианские склоны, субартезианские бассейны, а также напорные воды в зонах крупных тектонических разломов.

Артезианские бассейны

Артезианский бассейн — совокупность артезианских водоносных горизонтов или комплексов, залегающих в тектонических синклиналиных структурах. В частном случае в артезианском бассейне может быть 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 (современная инфильтрация) и создания напора, 2) область разгрузки и 3) область распространения напора (рис. 63).

Область современного питания и создания напора — площади выхода на дневную поверхность водоносных пород, которые слагают 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. К внешней области питания относятся прилегающие к артезианскому бассейну части площадей горноскладчатых сооружений или поднятий, с которых стекают атмосферные воды и по достижении выходов водопроницаемых пластов они частично поглощаются и таким путем 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, Терско-Кумского бассейнов внешней областью питания служат северные склоны горно-складчатых сооружений Большого Кавказа.

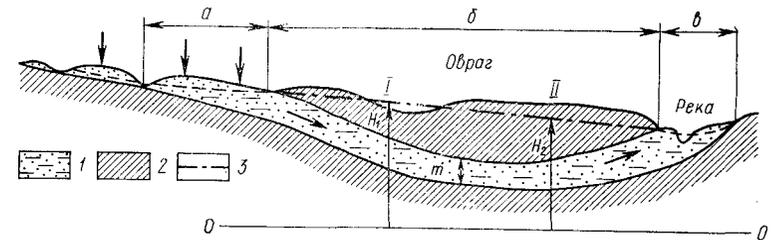


Рис. 63. Схема строения артезианского бассейна (по А. М. Овчинникову с некоторыми изменениями):

a — 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

Внутренней областью питания являются участки, расположенные в пределах самого артезианского бассейна, где осуществляется инфильтрация атмосферных осадков и вод местного поверхностного стока. Внутренние области питания связаны преимущественно с поднятиями и антеклизмами 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, что в артезианских бассейнах в пределах платформ области питания и создания напора могут располагаться на разнообразных положительных формах рельефа междуречных пространств и возвышенностей. Эти участки характеризуются наличием выпуклости пьезометрической поверхности воды артезианских горизонтов и падением напора с глуби-

ной. Такое соотношение уровней обуславливает возможность перетекания вод из верхних горизонтов в нижние даже через относительно водоупорные пласты породы (рис. 64).

Питание некоторых водоносных горизонтов в природе широко осуществляется также путем перетока вод из одного смежного горизонта в другой. В зависимости от со-

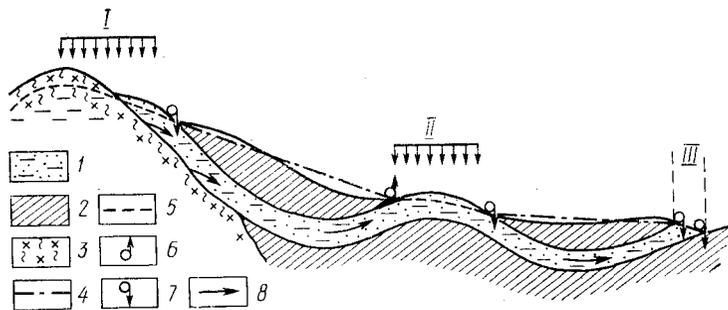


Рис. 64. Схема расположения основной и местной областей питания в артезианском бассейне:

I — основная область питания и создания напора; *II* — местная область питания; *III* — область разгрузки. *I* — 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* — нисходящие источники; *8* — направление движения подземных вод

отношения 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 происходит их фациальное изменение, т. е. переход в проницаемые разности пород. В зависимости от соотношения уровней подземных вод на таких участках будет расход или пополнение запасов артезианских вод. Если пьезометрическая поверхность артезианских вод располагается на более 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. 65). При последнем соотношении уровней воды 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.

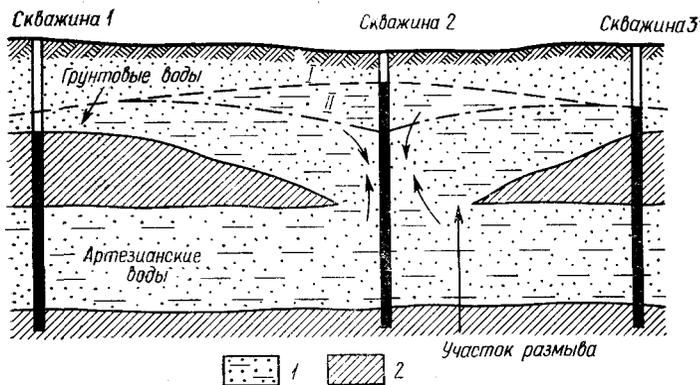


Рис. 65. Схема гидравлической связи грунтовых вод с артезианскими:

I — положение уровня подземных вод над участком размыва при питании грунтовых вод артезианскими; *II* — то же, но при перетоке грунтовых вод в артезианские. *1* — водоносные породы, *2* — водоупорные породы

Необходимо отметить, что область 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. 66) [8]. 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 оказывают действие геостатическая нагрузка, тектонические напряжения, криогенный фактор, а также изменение пористости пород в результате образования новых минералов.

Область разгрузки — 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, в русла рек, на дне морей) разгрузки.

А. М. Овчинников выделяет современные и древние очаги разгрузки; современные подразделяются на естественные и искусственные, среди которых выделяются открытые и скрытые.

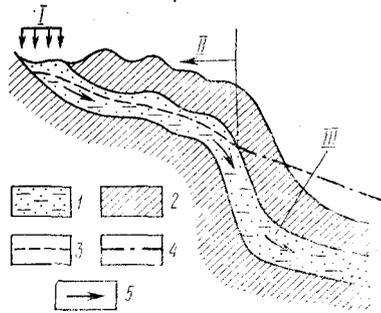


Рис. 66. Схема возможного положения областей питания и создания напора:

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

Скрытые очаги разгрузки подразделяются на внешние и внутренние. Примером скрытых внешних очагов стока могут служить субфлювиальные (очаги в русле рек и под аллювиальными отложениями), субмаринные (источники на дне моря) и др. Например, по данным И. М. Черненко, величина разгрузки артезианских вод в Аральское море достигает $176 \text{ м}^3/\text{с}$ ($5,5 \text{ км}^3$ в год). Эта разгрузка происходит в виде восходящих источников по берегам Аральского моря, но подавляющая часть воды, видимо, приходится на подводные выходы (ниже водного горизонта моря).

К скрытым внешним очагам разгрузки А. М. Овчинников относит также рассредоточенную разгрузку подземных вод через водоупорные толщи при наличии больших напорных градиентов. Скрытые внутренние очаги разгрузки широко распространены в зоне насыщения подземной гидросферы и чаще обнаруживаются в местах

К открытым (естественные) очагам относятся эрозионные (локализованные очаги разгрузки в долинах рек, бессточных впадинах и пустынных районах); барьерные (при наличии препятствий на пути движения артезианских вод); структурно-тектонические (зоны тектонических разломов, антиклинальные структуры в горно-складчатых областях и др.) (рис. 67).

Скрытые очаги разгрузки подразделяются

несогласного налегания свит, на участках «фациальных окон», а также в зонах, перекрытых осадочными поро-

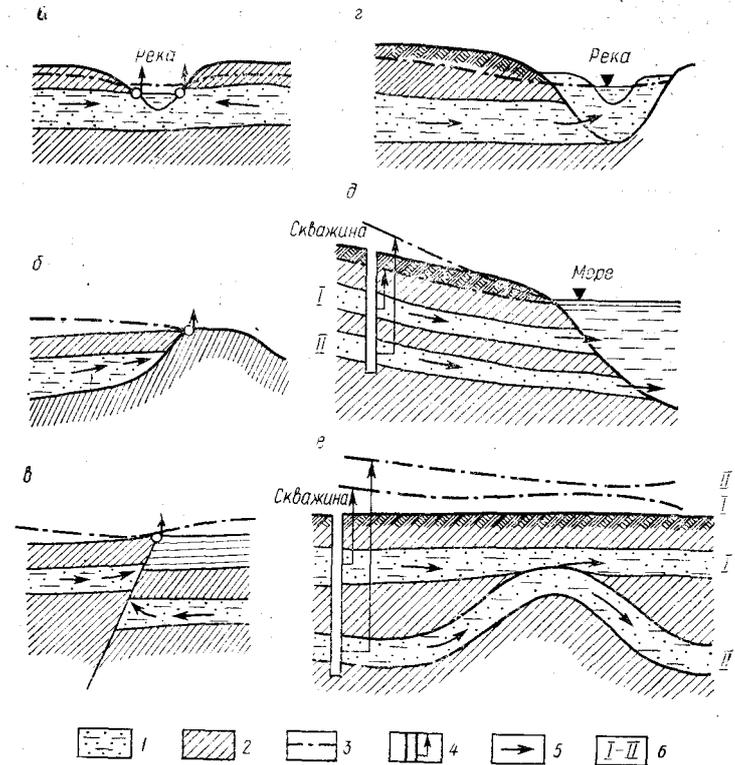


Рис. 67. Схема естественных открытых и закрытых очагов разгрузки артезианских вод:

открытая разгрузка (а-в): а — по берегам речной долины; б — складка из водоупорных пород по пути движения напорных вод (по контакту пород происходит выход восходящих источников; в — по тектоническому нарушению осуществляется подъем напорных вод; скрытая разгрузка (г-е); г — в аллювиальные четвертичные отложения; д — субмаринная разгрузка на дне моря; е — в сводовой части погребенной складки. 1 — водоносные породы; 2 — водоупорные породы; 3 — пьезометрические уровни; 4 — пьезометрические напоры; 5 — направления движения вод; 6 — I-II — водоносные горизонты

дами тектонических разломов, осевых частях антиклиналей, куполов и поднятий, не проявляющихся на поверхности земли.

В районах распространения многолетнемерзлых пород разгрузка артезианских вод осуществляется через

сквозные талики, которые отчетливее проявляются в зимнее время в виде наледей и гидролакколитов (см. гл. XIII, § 3).

Важно указать на то, что для многих артезианских бассейнов открытые очаги разгрузки напорных вод имеют ограниченное распространение; большее значение имеют скрытые очаги разгрузки, через которые вода незаметно перетекает из одного водоносного горизонта или комплекса в другой.

Искусственные очаги разгрузки — это 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.

Известны крупнейшие концентрированные очаги разгрузки подземных вод. Преимущественно это источники восходящего типа. Наиболее крупные источники обычно связаны с закарстованными карбонатными породами, вулканогенными лавовыми образованиями и рыхлыми крупнообломочными гравийно-галечниковыми отложениями. Установлено, что источники, выходящие на низких абсолютных отметках рельефа и питающиеся водами зоны постоянного насыщения, отличаются более выдержанными во времени дебитами. Часть источников носит сезонный характер и поэтому дает воду только в теплый период.

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 реален только в скважинах, вскрывших артезианский водоносный горизонт. На участках отсутствия скважин пьезометрический уровень

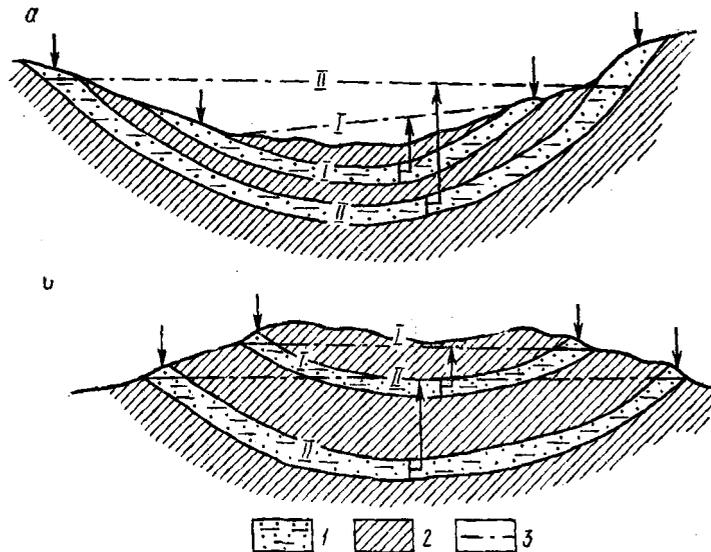


Рис. 68. Типы артезианских бассейнов:

a — прямой рельеф; *b* — обращенный рельеф. 1 — водоносные породы; 2 — водоупорные породы; 3 — пьезометрические уровни. I — верхний и II — нижний артезианские водоносные горизонты

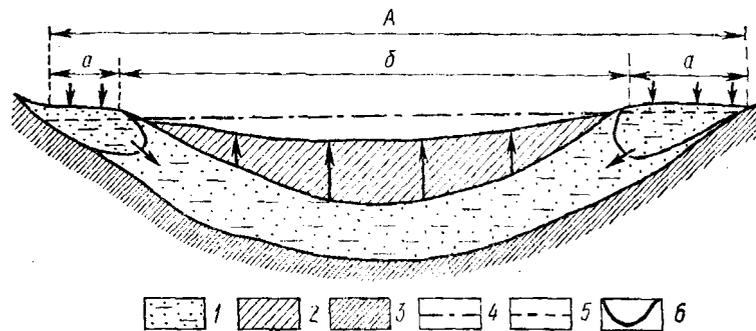


Рис. 69. Артезианский бассейн с замедленным водообменом (по С. А. Шагоянцу):

A — пределы распространения слабоводоносного комплекса пород; *a* — области питания (и частично стока); *b* — 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

можно установить по результатам интерполяции, где он отражает только те высотные отметки, до которых поднимается вода при вскрытии водоносного горизонта скважинами.

Обычно на площади артезианских бассейнов, как было указано, развито несколько горизонтов и комплексов, заключающих напорные воды. При *прямом рельефе* и синклиналином залегании пластов нижние водоносные горизонты будут обладать большим напором и располагаться на более высоких отметках и поэтому чаще давать воду самоизливом (рис. 68, а); при *обращенном рельефе* (артезианский бассейн по периферии размыт) нижние водоносные горизонты будут иметь пьезометрическую поверхность, находящуюся на более низких отметках (рис. 68, б).

В зависимости от гипсометрического положения областей питания и разгрузки, а также их местонахождения в пределах артезианского бассейна, условия подземного стока могут быть разнообразными. В частности, в природных условиях отмечаются артезианские бассейны с замедленным водообменом (рис. 69).

В таких бассейнах области питания имеют примерно одинаковое высотное положение, а явно выраженные области разгрузки отсутствуют. 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.

Артезианские склоны

Артезианский склон — это своеобразный асимметричный бассейн напорных подземных вод, встречаемый обычно в моноклиналино залегающих водоносных горизонтах, выклинивающийся по мере погружения, или же его возникновение связано с изменением литологических особенностей водоносных пород, состав которых изменяется до слабопроницаемых и даже водоупорных (рис. 70). 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

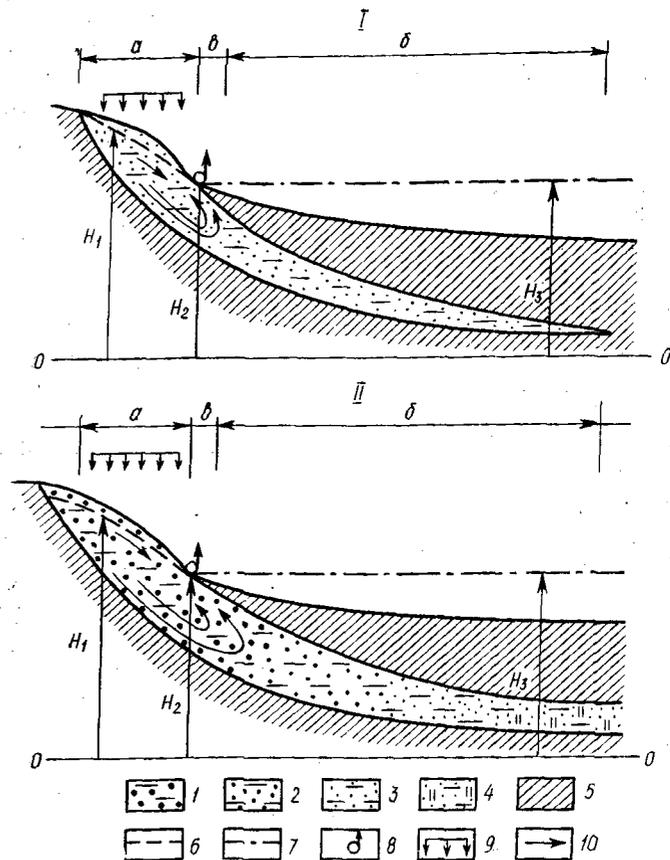


Рис. 70. Схема артезианского склона:

I — в условиях выклинивания водоносного горизонта; II — в условиях замещения в горизонте водоносных пород относительно водоупорными; а — область питания и создания напора; б — область распространения напора; в — область разгрузки; H₁, H₂, H₃ — пьезометрические напоры соответственно в областях питания, разгрузки и распространения напора. 1 — пески крупнозернистые; 2 — пески мелкозернистые; 3 — пески тонкозернистые; 4 — пески тонкозернистые сильно глинистые; 5 — водоупорные породы; 6 — уровень грунтовых вод; 7 — пьезометрический уровень; 8 — восходящий источник; 9 — участки инфильтрации атмосферных осадков; 10 — направление движения подземных вод

отметках. В природных условиях артезианские склоны так же, как артезианские бассейны, широко распространены. 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.

Строение артезианских склонов, условия их питания и разгрузки подземных вод могут быть самыми разнообразными. Этот тип бассейнов артезианских вод еще слабо изучен.

Субартезианские бассейны

По Ф. П. Саваренскому, к субартезианским водам относят подземные воды, не обладающие постоянным определенным напором, который может изменяться на коротком расстоянии 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 субартезианским 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. 71).

К субартезианским иногда относят бассейны с относительно горизонтально залегающими водоносными комплексами осадочных пород верхней части обширных междуречных пространств, на площади которых на от-

дельных 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 вод атмосферных осадков формируются пресные или

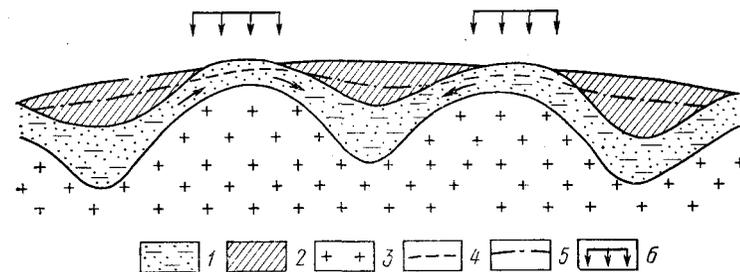


Рис. 71. Схема залегания субартезианских вод:
1 — водоносные породы; 2 — водоупорные породы; 3 — кристаллические породы фундамента; 4 — уровень грунтовых вод; 5 — пьезометрический уровень; 6 — участки инфильтрации атмосферных осадков

солончатые воды, которые по мере погружения водоносного горизонта под водоупорную кровлю пород становятся солеными.

Подземные артезианские воды имеют чрезвычайно большое народнохозяйственное значение. Они широко используются для водоснабжения многих городов и населенных пунктов, промышленных предприятий, железнодорожных станций, совхозов, колхозов и т. п.

§ 2. ПОСТРОЕНИЕ И АНАЛИЗ КАРТ ГИДРОИЗОПЬЕЗ

Характер пьезометрической поверхности того или иного напорного водоносного горизонта в пределах его распространения на картах обычно изображается *гидроизопьезами* (изопьезы, пьезоизогипсы) — линиями, соединяющими точки с одинаковыми абсолютными отметками пьезометрического уровня (рис. 72).

Для построения карты гидроизопьез необходимо знать глубину залегания установившегося пьезометрического уровня в скважинах, колодцах и других горных выработ-

ках, а также абсолютные отметки устьев скважин и колодцев. Кроме того, необходимо располагать высотными отметками точек выхода на поверхность восходящих ис-

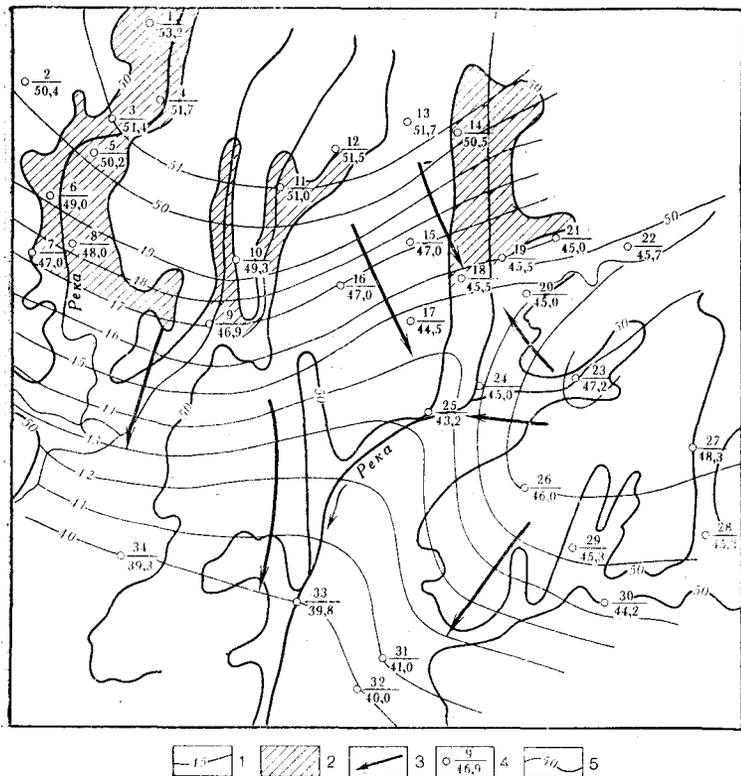


Рис. 72. Карта гидроизопьез:

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

точников данного водоносного горизонта и иметь отметки урезов воды рек, болот в области питания водоносного горизонта, где артезианские воды гидравлически связаны с грунтами. 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. X, § 3). Однако в методике построения карты гидроизопьез существуют некоторые особенности, связанные с условиями залегания артезианских вод. Так, при построении карты гидроизопьез допустимо пользоваться одновременными 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 изменений пьезометрических уровней во времени под влиянием метеорологических факторов. Кроме того, артезианские водоносные горизонты обычно не имеют гидравлической связи с реками, озерами, болотами и другого вида поверхностными водотоками и водоемами. Это дает основание на многих площадях при интерполяции использовать точки (скважины) артезианских вод, расположенные на разных берегах речных долин, озер, водоемов, болот и т. п.

Карта гидроизопьез обязательно сопровождается гидрогеологическими разрезами. На них 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 устанавливается направление движения артезианского потока (обычно обозначаются стрелками, проведенными нормально к гидроизопьезам и направленным по падению уровней), пьезометрический уклон (отношение разности пьезометрических уровней в двух точках к расстоянию между ними), глубину установившегося уровня после вскрытия артезианского водоносного горизонта скважиной (разность между абсолютными отметками поверхности земли и пьезометрической поверхности в любой точке). По сгущению и разрежению гидроизопьез можно

судить 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 гидроизопъез (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 гидроизопъез в любой точке можно определить величину напора над кровлей горизонта.

В зависимости от рельефа местности пьезометрический уровень может располагаться выше или ниже поверхности земли (рис. 72). 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 гидроизопъез, 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 (рис. 72).

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. Однако большей частью пьезометрические уровни артезианских вод устанавливаются на разных глубинах ниже поверхности земли и при эксплуатации их приходится извлекать с помощью насосов.

Подразделение пьезометрических уровней на положительные и отрицательные условно. Длительные отборы воды из артезианского водоносного горизонта системой водозаборных (эксплуатационных) скважин обуславливают снижение положительных пьезометрических уровней ниже поверхности земли на значительной площади. Таким образом, искусственным путем можно добиться перехода положительных пьезометрических уровней в отрицательные.

Режим артезианских вод является более стабильным по сравнению с вышележающими грунтовыми водами; на их режим физико-географические факторы оказывают меньшее влияние, чем на грунтовые воды. Пьезометрический уровень подвержен небольшим месячным и сезонным колебаниям; температура вод с увеличением глубины закономерно повышается.

Артезианские водоносные горизонты обладают упругим режимом, который своеобразно проявляется при их эксплуатации. 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).

Если бы артезианские водоносные горизонты имели идеальную жесткую среду и были заполнены невязкой несжимаемой жидкостью, то в результате водоотбора уровень воды в скважинах и в областях питания понижался бы мгновенно, однако в действительности же 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 изменения атмосферного давления и уровня грунтовых вод в области питания, морские приливы и отливы, землетрясения; к искусственным: водозабор при помощи скважин из напорных горизонтов и непостоянство режима их работы, изменение внешней нагрузки на кровлю водоносных горизонтов и др.

В. Н. Щелкачев отмечает, что при эксплуатации горизонтов в условиях упругого режима 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.

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, 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. Ковалевский 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.

§ 4. ПОНЯТИЕ О ГИДРОДИНАМИЧЕСКОЙ И ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ ВОДОНАПОРНЫХ СИСТЕМ

Водонапорная система — совокупность бассейнов (или отдельные крупные бассейны) подземных вод различного строения, которые находятся в определенных сравнительно крупных геологических структурах, четко ограничиваемые по данным закономерностей распространения и формирования подземных вод.

Гидродинамическая зональность водонапорных систем

По интенсивности и условиям водообмена с дневной поверхностью выделяют три гидродинамические зоны: интенсивного, замедленного и весьма замедленного.

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 изме-

няется 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 одного метра в год. Коэффициент водообмена варьирует от 0,01 до 1, т. е. полный водообмен совершается в пределах от 1 до 100 лет.

Зона замедленного водообмена находится обычно глубже местных базисов дренирования водоносных горизонтов и комплексов. Глубина ее нижней границы условно определяется положением 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 миллионов лет.

Зона весьма замедленного водообмена занимает наиболее глубокие части водонапорных систем (глубже 2—3 км). Действительные скорости движения подземных вод в этой зоне обычно не превышают нескольких миллиметров в год, т. е. они ощутимы только в геологическом времени. Коэффициент водообмена обычно не превышает 0,000000001. Эта зона характеризуется высокими давлениями и температурами.

Отсюда ясно, что гидродинамическая зональность водонапорных систем определяется многими взаимодействиями природными факторами.

Следует иметь в виду, что скорость водообмена зависит также от скорости движения подземных вод, размеров водонапорных систем и от 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, являются следующие: 1) соотношения 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 бывают 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 и некоторых предгорных прогибов.

Гидрогеохимическая зональность водонапорных систем

Гидрогеохимическая зональность тесно связана с гидродинамической, потому 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 факторы, как литологические особенности водовмещающих пород, возраст геологических структур и истории геологического развития, первоначальная минерализация и химический состав подземных вод, степень развития процесса замещения седиментационных вод инфильтрационными в пределах водонапорных систем и смешения вод различного генезиса.

На основании анализа обширного регионального материала И. К. Зайцев и Н. И. Толстихин в артезианских бассейнах выделяют гидрогеохимические разрезы следующих типов: 1) характеризующиеся постепенным увеличением минерализации воды с глубиной вплоть до фундамента бассейна; 2) с чередованием зон подземных вод разной минерализации; 3) разрезы, где в верхней

части отмечается увеличение, а в нижней — (к фундаменту) уменьшение минерализации воды.

Первый тип гидрогеохимических разрезов показателен для водонапорных систем, лишенных галогенных отложений. В таких водонапорных системах мощность зоны пресных вод обычно зависит от глубины вреза местной гидрографической сети и ее густоты, водопроницаемости пород, степени изолированности водоносных комплексов и горизонтов от дневной поверхности водоупорными породами и климатических особенностей.

Второй тип гидрогеохимических разрезов характерен для периферийных частей некоторых водонапорных систем, прилегающих к высоким горным сооружениям (Терско-Кумская, Азово-Кубанская и другие водонапорные системы).

Третий тип гидрогеохимических разрезов установлен для водонапорных систем, в геологическом строении которых участвуют мощные толщи соленосных отложений. В таких водонапорных системах минерализация воды возрастает до отметок залегания соленосных отложений, а в подсолённых толщах отмечается уменьшение минерализации воды с глубиной (Волго-Камская, Ангаро-Ленская и другие водонапорные системы).

Наличие или отсутствие в геологическом разрезе водонапорных систем соленосных отложений того или иного состава не только определяет появление рассолов в вертикальном разрезе, но и существенно влияет на их химический состав. В водонапорных системах, в которых гипсоносные отложения отсутствуют или имеют небольшое распространение, гидрокарбонатные воды по мере погружения сменяются гидрокарбонатно-хлоридными натриевыми водами (Азово-Кубанская, Западно-Сибирская водонапорные системы). Важно при этом указать на то обстоятельство, что крепкие и сверхкрепкие (предельно насыщенные) рассолы хлоридного кальциевого состава установлены только в бассейнах, в геологическом разрезе которых участвуют мощные толщи соленосных отложений.

§ 5. ВОПРОСЫ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ

Гидрогеологическое районирование территории в СССР уже давно стало одной из важнейших форм научного обобщения региональных материалов о подземных

водах. Оно призвано отражать те гидрогеологические закономерности, которые вытекают из современных представлений о формировании подземных вод и условий 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 обзорные (мелкомасштабные) и специальные (средне- и крупномасштабные). Кроме того, необходимо учитывать различные принципы районирования для грунтовых и артезианских вод.

Формирование грунтовых вод определяется в основном климатическими условиями, рельефом местности, литологическими особенностями пород и историей геологического развития района в неогенчетвертичное время и подчиняется в значительной степени общей природной географической зональности (см. гл. X, § 3).

Формирование артезианских вод в основном зависит от истории геологического развития района и тесно связано с историей образования 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.

Основная единица гидрогеологического районирования — артезианский бассейн или водонапорная система и складчатые области, а теоретическая основа — закономерности формирования и распространения подземных вод и их связь с геологическими структурами.

Развивая идеи Г. Н. Каменского по условиям геологического развития водонапорных систем, особенностям распределения и формирования подземных вод, А. М. Овчинников в региональном плане выделил шесть типов водонапорных систем [24]. По существу, это различные группы водонапорных систем, которые являются итогом 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) трещинно-

го 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 (геологические, климатические, геоморфологические и др.) объединяются в гидрогеологические области.

На территории СССР выделяются шесть таких областей:

I. Русская платформа (включая Урал).

II. Зона альпийской складчатости юга европейской части СССР (Карпаты, Крым, Кавказ, межгорные и предгорные впадины).

III. Средняя Азия и Восточный Казахстан.

IV. Западная Сибирь (включая Алтай).

V. Восточно-Сибирская платформа с горным обрамлением (Енисейский кряж, Саяны, Прибайкалье и Забайкалье).

VI. Верхояно-Колымская горная система и Дальний Восток.

Каждая гидрогеологическая область объединяет несколько водонапорных систем [14].

ГЛАВА XII

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 обуславливаться 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.

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.

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. В некоторых районах на площади распространения метаморфических пород даже малодобитные источники — большая редкость. Инfiltrация атмосферных осадков в трещины наибольшего значения 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 *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. 73). 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 велика: в кристаллических и метаморфических породах она составляет обычно несколько миллиметров, реже несколько сантиметров и 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.

Часто различные генетические типы трещин накладываются одна на другую, создавая сложную систему трещин в пластах и массивах горных пород.



Рис. 73. Трещины первичной отдельности, расширенные выветриванием (фото Н. И. Кригера)

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 трещинам, частично или полностью заполненным рыхлыми песчано-глинистыми продуктами выветривания.

Некоторые исследователи среди вод в трещиноватых породах выделяют «собственно трещинные» воды, движущиеся в массивах изверженных, метаморфических и метаморфизованных породах, и «пластово-трещинные» воды, 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 каналах, 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 воды 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 движется 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 обычно 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. XI, § 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 и 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 Копетдагскую зону, где из крупных сбросовых деформаций, проходящих вдоль подошвы гор Копетдага, выходят мощные термальные источники.

В породах, разбитых литогенетическими трещинами, формируются пластово-трещинные артезианские и грунтовые воды. Мощные потоки вод трещинного типа 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 территории СССР, нередко высокие, минерализация воды незначительная. Такие источники есть в Грузии, Армении и Азербайджане.

В Армении на южном склоне лавового массива Арагац находится родник — озеро Айгер-Лич, дренирующий воду почти со всей водосборной площади названного массива. Дебит его составляет 20,5 м³/с, вода пресная.

Мощные выходы воды из базальтов известны в США и на Гавайских островах. Суммарный дебит их на Гавайских островах достигает огромной величины (110—140 м³/с). Воды этих источников достаточно 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 дебит вод составляет в среднем 25 л/с (90 м³/ч) и суммарный 7,5 м³/с.

Граниты и другие кристаллические породы нередко оказываются слабо водообильными. 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 и 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.

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 ак-

тивного движения подземных вод, обычно распространены пресные гидрокарбонатные кальциевые воды, формирующиеся за счет инфильтрации атмосферных осадков и частичного поглощения вод поверхностного стока.

В более глубоких зонах (на глубине нескольких сотен метров) на платформах и периферии горных соору-

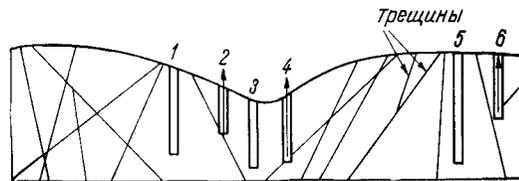


Рис. 74. Схема пересечения скважинами водоносных трещин в массиве трещиноватых пород:
 1—6 — скважины

жений скважинами вскрываются сильно минерализованные 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.

При разведочных работах 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 она окажется безводной.

На схематическом разрезе (рис. 74) видно, что колодцы 1, 3 и 5 должны быть сухими, так как они не вскрыли водоносных толщ; 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.

Подземные воды зон крупных 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 в пределах от 0,5 до 3—5 км, реже она составляет 5—10 км (Салаирский хребет); протяженность зон обычно не превышает 5—8 км, реже достигает нескольких десятков километров (Миасский разлом на Урале — 20 км) и даже сотен километров (Копетдагская термальная зона). Мощность толщи пород, обладающей достаточно интенсивной трещиноватостью, достигает 150 и реже 300 м. 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 Копетдагской термальной зоны отмечается большая группа восходящих источников, суммарный дебит которых достигает 290—460 л/с.

Наиболее водообильны 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 глубокозалегающих водоносных комплексов.

Воды зон тектонических нарушений преимущественно пресные. Однако иногда с такими зонами связаны мине-

ральные и термальные воды повышенной минерализации (термальные воды Копетдагской зоны) (см. гл. XIV).

Наибольший практический интерес для организации водоснабжения представляют подземные воды зон крупных тектонических нарушений в карбонатных породах, с которыми в Средней Азии и Казахстане, например, связаны отдельные месторождения пресных вод с водозаборами, имеющими суммарный дебит до 230—580 л/с.

§ 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 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. 75).

Неравномерность образования карстовых нарушений в известняковых, доломитовых и мергельно-известняковых породах объясняется более интенсивным расширением в их толщах основных путей движения подземной воды; наряду с крупными карстовыми полостями при исследовании 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.

Формы проявления карста на поверхности земли различны: воронки, пещеры, «каменные леса», трещины, ко-

лодцы, шахты, сухие речные русла (поглощенные речки) и др. Карстовые воронки 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 км².

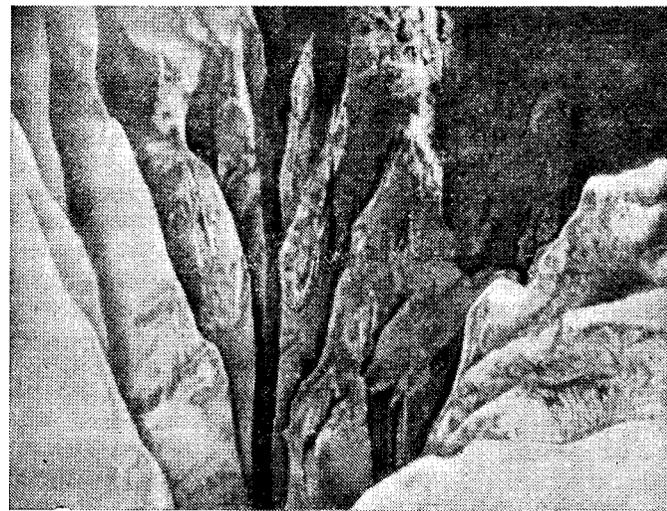


Рис. 75. Размытая карстовая воронка в толще каменной соли

В горных районах с широким распространением закарстованных известняков и других выщелачивающихся пород воды не крупных 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 может 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.

Процесс расширения вертикальных и горизонтальных трещин в карстующихся породах приводит к образованию *понор*. На пониженных элементах рельефа поноры служат очагами поглощения больших масс поверхностных вод. Поноры, расширяясь, 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.

Карстовые явления распространяются на довольно большую глубину. Крупные карстовые полости (0,5—10 м в поперечнике) на отдельных месторождениях полезных ископаемых прослеживаются на глубине 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 (порядка 200—300 м), например рудные месторождения Хайдаркена 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 глубине от 100 до 200 м; чаще, однако, при бурении провалы инструмента составляли 10—15 м (данные А. В. Мамренко).

Причин, обуславливающих 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 Архангельска; на западном склоне Урала; на р. Волге в районе Самарской Луки; на Украине; в Туркмении; на хр. Большой Каратау и др.

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 протяженностью 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 — Мамонтова пещера в США (штат Кентукки) имеет длину (с боковыми ответвлениями) около 240 км.

В некоторых районах распространен *соляной 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 Мингечаура), сложенной глинами апшеронского яруса (верхний плиоцен).

Для развития карста, по Д. С. Соколову, необходимы четыре условия: 1) в районе должны быть развиты выщелачивающиеся и растворяющиеся породы; 2) породы должны обладать проницаемостью для воды; 3) подземная вода должна находиться в движении, в виде потока; 4) обладать растворяющей способностью (агрессивностью) [29]. При этом агрессивно действующая вода

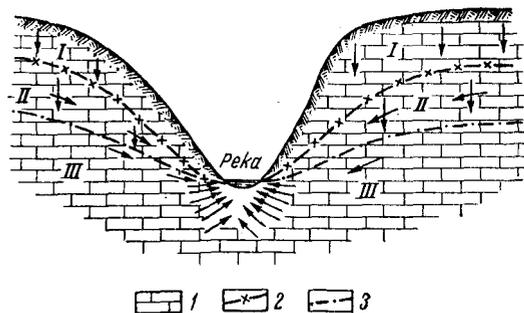


Рис. 76. Условия движения подземных вод в различных вертикальных зонах закарстованных пород (по Д. С. Соколову):

1 — закарстованные известняки; 2 и 3 — высокий и низкий уровни подземных вод в закарстованных породах. Стрелками показано направление движения воды

проникает в толщи пород не обязательно с поверхности: в отдельных районах она может подниматься под напором из более глубоких артезианских водоносных пластов, например на Северном Кавказе, вблизи г. Нальчика, где мощные источники с пресной водой постоянной температуры ($9,3^{\circ}\text{C}$) образуют Голубое озеро. Воды озера, по определению И. Г. Кузнецова, выщелачивают в сутки $35\text{--}50\text{ м}^3$ карбонатных пород.

По характеру движения и режима воды в закарстованных породах Д. С. Соколов выделяет следующие вертикальные гидродинамические зоны (рис. 76): 1) *аэрации*, где распространено инфильтрационное и инфилюационное 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*, находящегося 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. 76 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 по существу сводная. В природных условиях, однако, возможны некоторые отклонения от общей закономерности. Эти отклонения освещены в работах Г. А. Максимовича.

1. Движение подземных вод в зоне карстующихся пород происходит только по вертикальной системе трещин (рис. 77, 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 вытекают источники.

2. Отмечается только зона горизонтально-наклонного движения вод. Это показательно для маломощных пологопадающих пластов карстующихся пород, залегающих

среди некарстующихся (рис. 77, б). Такой разрез был встречен в пермских отложениях западного крыла Предуральяского прогиба.

3. Имеются зоны вертикального (нисходящее) и горизонтального движения. Такое движение установлено для толщ относительно небольшой мощности известня-

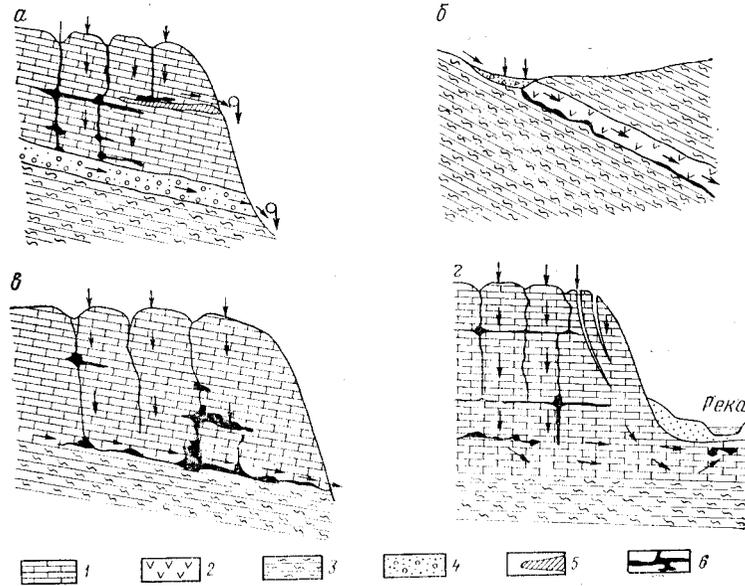


Рис. 77. Типы гидродинамических профилей карстовых областей (а, б, в, г) (схематизировано по Г. А. Максимовичу):

1 — карбонатные породы; 2 — сульфатные породы (гипс и ангидрит); 3 — глины; 4 — галечники и конгломераты; 5 — местный водоупор; 6 — карстовые пустоты

ков, доломитов, гипсов, ангидритов и мела, подстилаемых водонепроницаемыми породами (рис. 77, в). Типичны в этом отношении разрезы, описанные для горной части Крыма, района Кунгурской гипсовой пещеры на Урале и др.

4. Распространены зоны вертикального (нисходящее), горизонтального и сифонного (восходящее) движения. Это зафиксировано для мощных толщ карстующихся пород, залегающих в придолинных частях рек и прибрежных частях морей.

Подземные воды сифонного движения находят выход в подруслоевые карстовые пустоты речных долин (см. рис. 76 и 77, г) или питают источники, разгружающиеся на дне моря. Последние известны для района Гагры на Черном море, Рижского залива Балтийского моря и др.

В районе Гагры, например, где разность в отметках областей питания и дренажа составляет около 1000 м, из сильно закарстованных карбонатных пород на уровне 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 разгружается несколько восходящих подводных источников. 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 водопроницаемость 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 было уже 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 быть лишь на отдельных, сравнительно небольших участках с крупными пещерами, полнорами и полостями, незаполненными 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.

В закарстованных породах проведение подземных работ ниже уровня подземных вод вследствие больших водопритоков 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 более [10, 11]. Дебит отдельных буровых скважин, вскрывших подземные воды в закарстованных породах, нередко достигает нескольких десятков кубометров в 1 ч, а иногда и 200—300 м³/ч.

Расходы источников, вытекающих 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), района Крыма и Кавказа, Березниковско-Соликамского района, Большого Каратау и др. Дебиты источников в указанных районах достигают нескольких сотен литров в 1 с.

Мировой известностью пользуется карстовый источник Воклюз (во Франции). Область питания источника, равная 1650 км², сложена сильнотрещиноватыми и закарстованными неокотскими известняками. Источник вытекает из огромных размеров грота, находящегося в глубоком ущелье. Средний годовой расход источника составляет 17 м³/с при максимальном весеннем 152 м³/с. 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. Существенно подчеркнуть то обстоятельство, что весенний расход этого источника мог бы обеспечить потребность в воде население Москвы.

В связи с непостоянством условий питания отмечаются не только резкие изменения расходов источников, но также и значительные колебания уровня подземных вод в закарстованных массивах пород, нередко составляющих несколько метров в год.

Химический состав карстовых вод непостоянен. Большинство высокодебитных источников, вытекающих 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 сильно минерализованные воды и рассолы.

Подземные воды в закарстованных породах подвержены еще большему загрязнению с поверхности, чем в трещиноватых. В некоторых 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 рыб-

ками также и мелкие крабы, моллюски и части растений. Поэтому при эксплуатации подземных вод, движущихся в трещинах скальных пород и полостях карстующихся толщ, в целях своевременного пресечения вспышки эпидемических заболеваний, передающихся через литьевую воду, необходима организация постоянного строгого надзора за санитарным состоянием водозаборов и прилегающей к ним местности.

Подземные воды мерзлой зоны литосферы

§ 1. ОБЩИЕ ПОНЯТИЯ О МНОГОЛЕТНЕЙ МЕРЗЛОТЕ И ЕЕ РАСПРОСТРАНЕНИИ

Обширные территории распространения многолетнемерзлых пород называют 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 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 более узкий; он характеризует только мерзлоту, существующую свыше 100 лет. Кроме многолетней мерзлоты в природе существует кратковременная и сезонная мерзлота.

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, окруженных многолетнемерзлыми породами. Отсюда — название *талик*, т. е. участок протаявшей или никогда не промерзавшей сухой или содержащей воду в жидкой фазе горной породы, окруженный многолетнемерзлыми породами. Чередование в вертикальном разрезе мерзлых и талых слоев обычно называют «слоистой мерзлотой», реже — «прерывистой по вертикали криолитозоной». Верхний слой сезонного ежегодного оттаивания и промерзания пород 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.

В пределах суши земного шара области многолетнемерзлых пород занимают 35 млн. км², или около 24% всей суши (табл. 18). Из них в северном полушарии находится около 22 млн. км² и в южном — 13 млн. км².

Таблица 18. Распространение многолетнемерзлых пород на Земном шаре (по Р. Блэку)

Зона	Площадь мерзлой зоны, млн. км ²				
	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

Многолетнемерзлые породы на территории СССР широко распространены и занимают площадь, равную 11 115 000 км², что составляет 49,7% всей площади страны.

Кроме основной области распространения (рис. 78) многолетнемерзлые породы встречаются в высокогорных районах (Алтай, Саяны, Памир, Тянь-Шань и др.). В горах Тянь-Шань мерзлая зона располагается выше абсолютных отметок 3,0—3,5 тыс. м. Ниже здесь встречаются острова мерзлых пород. 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 вод подземного стока, составляет 20—25 км.

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. Некоторые исследователи предполагают, что причиной столь глубокого промерзания пород является влияние высокоминерализованных рассолов с низкой отрицательной температурой.

Следует, однако, отметить, что положения границ мерзлой зоны и нулевой температуры пород нередко 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).

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 склонах мерзлота достигает глубины 1300 м при температуре —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.

Общие сведения о возрасте многолетней мерзлоты на территории СССР приведены В. А. Кудрявцевым, кото-

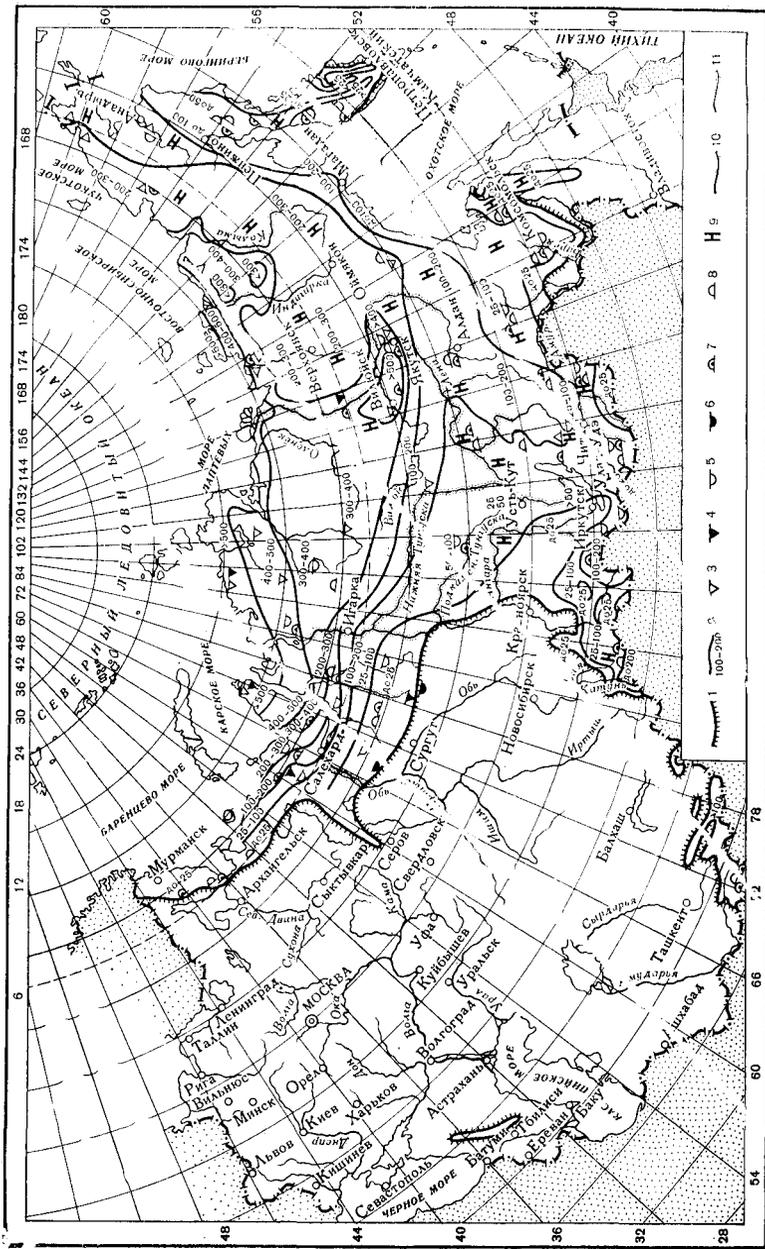


Рис. 78. Карга-схема распространения многолетнемерзлых горных пород на территории СССР (по И. Я. Баранову):

1 — границы области оледенения районов с многолетнемерзлыми горными породами; 2 — пределы вероятных максимальных мощностей зоны многолетнемерзлых пород, м; 3 — современный термокарст по жильным породам; 4 — древний термокарст по жильным породам; 5 — современный термокарст по нежильным льдам (инъекционным, поребенным); 6 — древний термокарст по нежильным льдам; 7 — многолетние бугры пучения; 8 — сезонные бугры пучения; 9 — наледы речные и ключевые (родни-ковые); 10 — талики сплошные; 11 — талики прерывистые

рый выделяет пять мерзлотно-температурных зон и дает их характеристику [16].

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 многослетнемерзлых толщ одинаковой мощности в 1,5—2,0 раза меньше, чем в горноскладчатых.

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, которые 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; 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].

Каждой области 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 (табл. 19).

Таблица 19. Соотношение типов площадного и вертикального распространения многолетнемерзлых пород (по Н. А. Вельминой)

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)		Встречается очень редко в пределах больших таликов	Не встречается
2. Прерывистое — мерзлые породы с таликами	Может встречаться	Характерен	Может встречаться	»
3. Островное — острова мерзлых пород среди талых	Не встречается	Может встречаться	Характерен	Может встречаться в пределах больших таликов

Для того чтобы выявить особенности движения подземных вод для какого-либо района мерзлой зоны литосферы, необходимо установить тип площадного распространения мерзлых пород, а также тип залегания мерзлых пород в разрезе (характерный и сопутствующий).

§ 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. была им несколько расширена [32].

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, 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.

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. 79).

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 (синоним деятельного слоя — термин «сезонноталый слой»).

Надмерзлотные воды деятельного слоя в области развития многолетнемерзлых пород широко распространены. Водоупорным основанием для вод деятельного слоя служит поверхность многолетнемерзлых пород. Надмерзлотные воды в летний период безнапорные. Области питания и распространения их в этот период совпадают. Основными источниками питания вод деятельного слоя в летний период служат атмосферные осадки, а на участ-

ках речных долин, сложенных хорошо проницаемыми отложениями, в литании 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.

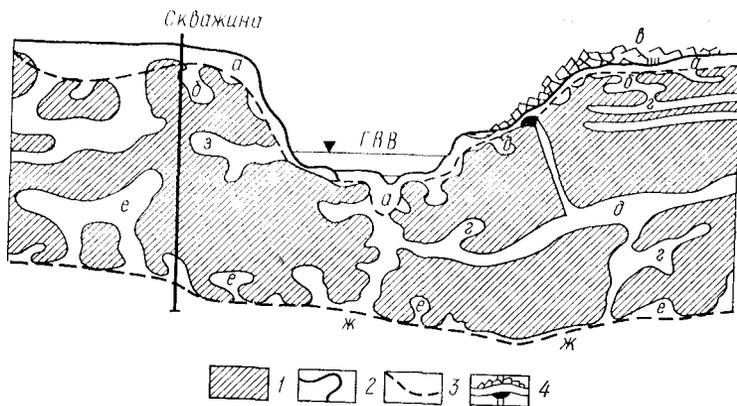


Рис. 79. Схема взаиморасположения мерзлых и талых пород и взаимосвязи над-, меж- и подмерзлотных вод (схематизировано по Н. А. Вельминой):

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 граница подмерзлотных вод; 4 — криогенные образования, ГВВ — горизонт высоких вод

На водораздельных и междуречных пространствах воды в деятельном слое появляются только в период выпадения дождей; в засушливые же периоды эти элементы рельефа обычно дренированы. На низких элементах рельефа и в речных долинах надмерзлотные воды в деятельном слое существуют в течение всего теплового 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.

Воды деятельного слоя чаще 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 подрусовые (и прирусловые), подозерные и подаласные¹, присклоновые и субмаринные (на дне морей) несквозные талики.

Подрусовые 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. Не-

¹ Котловины пересохших термокарстовых озер по-местному называют аласами.

редко подрусловые талики захватывают и подстилающие дочетвертичные породы. Под руслами малых рек, имеющими непостоянный поверхностный сток, талики отсутствуют.

Подрусловые талики вскрыты в долине р. Лены (в районе Якутска), в долине р. Вилюя, в среднем течении р. Тамма, а также в пределах Алданского кристаллического щита. Мощность таликов изменяется в широких пределах: от 5 до 30 м и более. 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 ($<0,1$ 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 подзасные) 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 до $50—80$ м и более.

Глубина залегания подземных вод подозерных таликов неодинакова. Она зависит от глубины озера, а в пределах пересохших озерных котловин определяется мощностью вновь образовавшейся толщи многолетнемерзлых пород.

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 магниевонатриевых 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 подоцерными таликами, а речных террас — с прирусловыми и подрусловыми. Обычно воды присклоновых таликов разгружаются в подрусловые и подоцерные талики или же выходят на поверхность в виде источников у основания склона, в падах 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 магниевокальциевая.

Субмаринные несквозные надмерзлотные талики (по Н. А. Вельминой) обнаружены в устьях больших северных рек, особенно в прибрежной мелководной зоне. 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 составляет обычно $4—5$ м, 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, нередко неудовлетворительные санитарные условия 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 Якутска и другие места).

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-Вилуйского и Лено-Амгинского междуречий в Якутии.

Межмерзлотные воды — это подземные воды, залегающие и движущиеся в толще многолетнемерзлых пород (см. рис. 79). Они низкотемпературные, с температурой, колеблющейся от долей градуса до первых градусов, а высокоминерализованные могут быть даже с отрицательной температурой. В многолетнемерзлой толще пород подземные воды связаны со сквозными и замкнутыми водоносными таликами.

Сквозные водоносные межмерзлотные талики в основном формируются под различными водоемами (руслами рек, озерами, под шельфовыми частями морей, в зонах тектонических нарушений), где среднегодовая температура в донных отложениях для пресных вод выше 0°C , 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 к разгрузке подмерзлотных рек.

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.

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.

Замкнутые водоносные талики. 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, которые содержат соленую воду или рассол, находящиеся в жидком состоянии при отрицательной температуре. Они образуют с мерзлыми толщами пород устойчивые термодинамические системы. Соленые межмерзлотные воды в замкнутых таликах возникли в про-

цессе промерзания осадочных отложений, содержащих 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 подальские талики переходят в разряд межмерзлотных замкнутых таликов. Воды замкнутых таликов большого практического значения не представляют.

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, клиньев и т. п. Мощность их достигает иногда нескольких десятков метров.

Подмерзлотные воды — это подземные воды, залегающие под мерзлой толщей (см. рис. 79). Подмерзлотные воды находятся только в жидкой фазе. В зависимости от условий залегания они могут быть безнапорными, но чаще бывают 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. Они имеют положительную (выше 0°C) 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°C . Н. А. Вельмина считает, что отрицательная температура нередка у пресных вод, если они находятся между нижней границей толщи мерзлых пород и близко расположенными к ней снизу водоупорными породами. В этом случае воды

напорные и находятся в замкнутой системе. В таких условиях в водоносном горизонте возникает значительное давление, которое способствует сохранению пресных вод с отрицательной температурой.

Гидродинамические условия подмерзлотных вод более сложные 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 бывают областями питания. Питание подмерзлотных водоносных горизонтов осуществляется на локальных участках через водопоглощающие сквозные талики. В процессе промерзания и оттаивания пород, как правило, изменяются условия водообмена. Областями разгрузки подмерзлотных (и межмерзлотных) вод являются водовыводящие сквозные талики на прибрежных частях 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 бывают то питающими, то дренирующими.

Минерализация, химический 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 и 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 л/с) на некоторых месторождениях используются как лечебные минеральные воды. Подмерзлотные рассолы, залегающие на глубинах свыше 500—1000 м, на отдельных пло-

щадях 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 грабен и речных долин тектоническо-

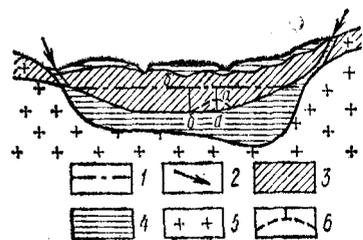


Рис. 80. Схема артезианского бассейна криогенного происхождения (по Н. А. Вельминой):

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)

го происхождения. В пределах этих структур широко развиты бассейны подмерзлотных вод трещинного типа и зафиксированы выходы глубинных термальных и пресных низкотемпературных вод, разгружающихся по новейшим длительно действующим 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. 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 (платформы, межгорные впадины и горно-складчатые сооружения) важной особенностью является формирование и широкое распространение специфических криогенных гидрогеологических бассейнов (рис. 80).

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. В связи с этим существенно подчеркнуть, что строительство Байкало-Амурской магистрали (БАМ) 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 (грубозернистые пески, песчано-галечные, гравийно-галечные и галечно-валунные аллювиальные, пролювиальные и флювиогляциальные отложения). Подробнее эти и другие гидрогеологические вопросы освещаются в курсе «Методика гидрогеологических исследований» [10].

§ 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 и взаимосвязи между отдельными типами вод; переходу вод из безнапорных в напорные. Эти процессы обуславливают 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. Очень

распространены в области многолетней мерзлоты 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.

Бугры пучения обычно встречаются в периферийной зоне области многолетней мерзлоты. Они наиболее развиты на севере европейской части СССР, в Западной Сибири. Их высота обычно составляет 1,5—2 м и редко достигает 4—8 м. Диаметры их оказываются разной величины.

Подземные наледы представляют собой подземные ледяные линзы в ядрах бугров пучения различных размеров. Они бывают сезонными и многолетними. Сезонные наледы обычно находятся в пределах деятельного слоя и в течение лета, как правило, тают. Многолетние наледы существуют постоянно и образуют бугры пучения больших размеров.

Крупные многолетние бугры пучения с подземной наледью в ядре называются по-якутски «булгуньяхами» или гидролакколитами (по Н. И. Толстихиной). Булгуньяхи чаще всего образуются в результате промерзания подозерных таликов.

Размеры (площади) наледей на территории СССР изменяются в широких пределах: от небольших (менее 100 м²) до гигантских порядка 1—2 км², а иногда (по данным П. Ф. Швецова) 26 км² (Кыра-Некоранская) и даже 100 км² (Момская). Мощность наледей колеблется от десятых долей до десятков метров. В рельефе подземные наледы выражаются в виде бугров (булгуньяхи), высота которых достигает 8—12 м и реже 40 м.

Наземные наледы, по определению А. В. Львова, В. Г. Петрова и Н. И. Толстихиной, — 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.

По происхождению (в зависимости от источников питания) выделяют наледы, сформировавшиеся преимущественно за счет речных или подземных, а также с большой долей участия как речных, так и подземных

вод. Схема образования речных наледей представлена на рис. 81.

Надмерзлотные подземные воды также образуют наземные наледы. Механизм образования их представляется в следующем виде. При сезонном промерзании деятельного слоя оставшаяся незамерзшей вода, заключенная между многолет-

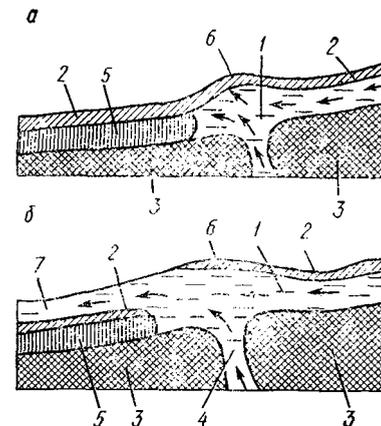


Рис. 81. Схема образования речных наледей (по Б. Н. Достовалову и В. А. Кудрявцеву):

а — начальная стадия образования наледей; б — вторая стадия образования наледей. Значения цифр: 1, 4 — вода; 2 — слой льда; 3 — многолетнемерзлая порода; 5 — вода, промерзшая до дна; 6 — наледный бугор; 7 — вода, образующая в процессе замерзания наледя

немерзлой 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 наледы, называемые в Якутии тарынами, находятся в зонах тектонических нарушений пород. Их формирование связано уже с более глубокими подмерзлотными и, возможно, межмерзлотными водами, выходящими по тектоническим трещинам и разломам земной коры. По объемам наледей можно приблизительно установить ресурсы подземных вод и, кроме того, выявить участки интенсивного дренирования подмерзлотных или (реже) межмерзлотных вод.

Термокарст — результат 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

Понятие о минеральных лечебных, промышленных и термальных водах и их практическое использование

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 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.

§ 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. X—XIII). 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 приводятся краткие данные об основных типах подземных вод (минеральные, промышленные и термальные) и их использовании в народном хозяйстве.

Минеральные (лечебные) подземные воды¹ — воды, оказывающие благотворное физиологическое воздействие на человеческий организм, благодаря общей минерализации, ионному составу, содержанию в воде газов, наличию терапевтически активных микрокомпонентов, содержанию радиоактивных элементов, щелочности и кислотности, а также и повышенной температуре.

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 отдель-

¹ Ниже минеральные лечебные воды называются минеральными водами.

ных месторождениях в зависимости от химического состава допускается применение лечебных вод и более высокой минерализации (например, Баталинская — 21 г/л, Лугела — 52 г/л). При содержании в водах повышенного количества мышьяка, бора и некоторых других микрокомпонентов с общей минерализацией менее 8 г/л они также могут быть использованы в качестве лечебных минеральных вод.

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, 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 [25].

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 полная классификация лечебных минеральных вод — классификация, разработанная В. В. Ивановым и Г. А. Невраевым [6].

По ГОСТ 13 273—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; радия — $5 \cdot 10^{-10}$. 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 — воды без «специфи-

ческих» 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. 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.

Существенно отметить, что одну и ту же воду одновременно можно отнести к различным основным группам, если принадлежность их в 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, в настоящее время пока не разработано.

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 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, м³/м³) изменяется в пределах 1,5—4,6, иногда достигает 18 м³/м³ и более. Высокая газонасыщенность минеральных вод углекислотой является причиной, обуславливающей их пульсирующий режим при естественной разгрузке или эксплуатации. Подобный режим — следствие 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 метаморфического генезиса. 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 области современной вулканической деятельности (Камчатка).

Возможно также, что какая-то часть углекислоты поступает из верхней мантии и образуется за счет биохимических реакций.

Углекислый газ при выделении насыщает воды различных минерализаций (от 1—2 до 50 г/л и более) и химического состава, распространенных во вмещающих магматических интрузиях и вышележащих отложениях.

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 — г. Горячая, Памир и другие районы).

В развитие идей А. М. Овчинникова и В. В. Иванова в настоящее время исследователями выделено большое количество типов углекислых минеральных вод.

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 воды этого типа 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 Кисловодска (нарзаны), Дарасуна, Шмаковки, Аршан-Тункинска (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 ней обычно изменяется от 0,3 до 1,0 г/л, иногда достигая 2—3 г/л.

Эти воды связаны с зонами разломов в осадочных толщах, прорванных молодыми интрузиями. Характерные представители — воды Железноводска (КМВ), Пятигорска (Лермонтовский источник), курортов Исти-Су (Азербайджанская ССР), Джермук (Армянская ССР), Карлови Вари (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 водам данного типа относятся Боржом (Грузия), Поляна Квасова (Закарпатье), Ласточка (Приморский край), Делижан (Армянская ССР), Сираб (Нахичеванская АССР) и др.

Четвертый тип представлен углекислыми водами 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. Важные представители этого типа вод Эссентуки (КМВ), Малка (Камчатка), Союмы (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 известные представители 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. 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).

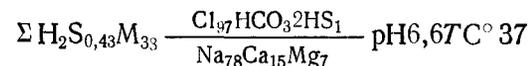
По условиям формирования выделяются: азотные сероводородные (сульфидные), метановые, реже азотные, сероводородные (сульфидные) и углекислые сероводородные воды (А. М. Овчинников, В. В. Иванов, Г. А. Невраев, Н. И. Толстихин, Е. В. Посохов и др.).

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 бывают сульфатными кальциевыми или гидрокарбонатно-сульфатными кальциевыми. Минерализация их, как правило, не превышает 2—3 г/л.

Примером этого типа служат сероводородные воды Кемери (Латвийская ССР).

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, разнообразными как по ионному составу и минерализации, так и по концентрации сероводорода. Однако преимущественно это воды хлоридного натриевого или гидрокарбонатно-хлоридного натриевого составов.

Очень широко известное месторождение сероводородных метановых вод 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 следующая:



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 широкими колебаниями концентраций сероводорода в основном в виде свободного сероводорода. К этой группе принадлежат сильноокислые сульфатные, фумарольные, нередко с содержанием сероводорода до 3000 мг/л воды Камчатки и Курильских островов.

Сероводородные воды 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.

А. Н. Токарев предлагает считать радиоактивными воды со следующим содержанием радиоактивных элементов: $\text{Ra} \gg 1 \cdot 10^{-11}$ г/л, $\text{U} > 3 \cdot 10^{-5}$ г/л, $\text{Rn} > 1,85 \cdot 10^2$ Бк/л.

Среди названных вод выделяют радоновые — слабо-радоновые ($1,85 \cdot 10^2$ — $14,8 \cdot 10^2$) со средней концентрацией радона (от $1,48 \cdot 10^2$ до $7,4 \cdot 10^3$) и высокорудоновые (более $7,4 \cdot 10^3$ Бк/л); радиевые, радоно-радиевые и урановые. Наиболее широко используются радоновые и радоно-радиевые. Радоновые воды заключают повышенное содержание газообразной emanации радия — радона.

Месторождения радоновых вод формируются в результате процессов эманирования пород и диффузии

радона в протекающие воды. Такие воды чаще 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.).

В радоно-радиевых водах обычно радона значительно больше, чем равновесного количества растворенного в воде радия (более $1,85 \cdot 10^2$ Бк/л), причем содержание радия составляет более $1 \cdot 10^{-11}$ г/л. Такие воды формируются в условиях, когда обогащенная радием вода проникает на участок эманулирующих коллекторов и дополнительно приобретает радон [25]. Это очень ценный тип минеральных вод. К нему относятся некоторые источники Кисловодска, Исти-Су (Азербайджан), Карлови-Вари (Чехословакия).

Радиоактивные воды широко используются для наружного применения в виде общих и местных ванн. Они рекомендуются 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 геологических, гидрогеологических, геохимических и геотермических условий формирования. Основные из них — 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, действие на некоторой глубине в осадочных отложениях, особенно газонефтеносных районах, биохимических (микробиологических) процессов [25].

§ 2. ПРОМЫШЛЕННЫЕ ВОДЫ

К промышленным подземным водам относят воды, 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 [7].

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 (иодных, бромных, иодо-бромных, борных, иодо-борных и др.) (табл. 20).

Таблица 20. Разделение промышленных подземных вод по содержанию в них промышленных компонентов (по Н. А. Плотникову)

Воды	Компонент	Минимальные концентрации компонента	
		мг/г	%
Специфические бромные	Бром	25	$2,5 \cdot 10^{-3}$
	»	250	$2,5 \cdot 10^{-2}$
Промышленные бромные	Иод	1	$1 \cdot 10^{-4}$
	»	18	$1,8 \cdot 10^{-3}$
Специфические иодные	»	1	$1 \cdot 10^{-4}$
	»	25	$2,5 \cdot 10^{-3}$
Промышленные иодо-бромные	Иод	10	$1 \cdot 10^{-3}$
	Бром	200	$2 \cdot 10^{-2}$
Специфические борные	Бор	10	$1 \cdot 10^{-3}$
	»	65	$6,5 \cdot 10^{-3}$
Промышленные иодо-борные	Иод	65	$6,5 \cdot 10^{-3}$
	Бор	162,5	$1,6 \cdot 10^{-2}$

Из промышленных подземных вод наиболее изучены в СССР иодные, бромные и иодо-бромные, менее изучены 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 зонах весьма замедленного и реже замедленного водообменов. 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 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.

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 высоконапорные. 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 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 преимущественно хлоридные натриевые, реже хлоридные натриево-кальциевые. 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, нижекембрийские отложения), калия — до 20 г/л и более. Кроме того, в подземных рассолах хлоридного натриево-кальциевого состава отмечаются высокие концентрации бора, стронция, лития, рубидия и других микрокомпонентов.

Изменение общей минерализации подземных промышленных вод и их химического состава, а также содержания в них микрокомпонентов определяется составом пород, общей гидрогеологической обстановкой и, в частности, закрытостью водоносных горизонтов и комплексов, а также и 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 и особенно галогенные.

В соответствии с опытом выделения провинций минеральных вод Н. А. Плотников, С. С. Бондаренко и другие предлагают выделять провинции подземных иодо-бромных вод, а в пределах последних — районы, месторождения и эксплуатационные участки [7].

При промышленной оценке месторождений подземных промышленных вод, обоснования возможности и целесообразности их использования требуется провести учет экономических факторов. Для каждого месторождения непременно проводится геолого-экономическая оценка.

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.

Основные экономические показатели кондиций: 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, в т/год; 5) удельные капитальные вложения для промышленных вод на 1 т продукции; 6) выработка на одного сотрудника предприятия; 7) срок окупаемости капитальных вложений [7].

§ 3. ТЕРМАЛЬНЫЕ ВОДЫ

К *термальным водам* (термам) относят воды, температура которых превышает температуру человеческого тела (37°C). Воды с температурой от 37 до 42°C считаются горячими (термальными), от 42 до 100°C — очень горячими (высокотермальными) и с температурой выше 100°C — перегретыми.

Исходя из практической целесообразности использования подземных вод в народном хозяйстве выделяют: 1) воды с температурой до 20°C наиболее пригодные для целей водоснабжения; 2) воды с температурой 20 — 50°C — для бальнеологических целей и иодо-бромного производства; 3) воды с температурой 50 — 75°C — для обогрева теплиц, парников, для теплофикации сельскохозяйственных объектов (фермы, парники и др.) и в бальнеологических целях; 4) подземные воды с температурой 75 — 100°C с успехом используются при теплофикации городов, курортов, сельскохозяйственных объектов (поселки, крупные тепличные комбинаты и др.); 5) воды с температурой свыше 100°C существенно использовать преимущественно для энергетических целей.

Термальные воды широко распространены как в пределах платформенных областей, так и в 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 широких пределах: от 1 до 650 г/л. В артезианских бассейнах установлено, что, так же как и по площади их распространения от областей питания к областям разгрузки, 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.

Характерная черта горно-складчатых областей — это 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. Вблизи их изучено до 20 групп термальных источников с температурой от 20 до 100°C .

В пределах областей современного вулканизма (Камчатка, Курильские острова, Исландия и др.) развиты характерные высокотемпературные углекисло-азотные воды, формирующиеся вблизи очагов действующих вулканов. На значительной глубине эти воды перегреты (свыше 300°C); 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 составляет 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 всей 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 [33]. «Гейзеры, — пишет она, — редкая, почти уникальная разновидность горячих источников с правильным ритмом фонтанирования. Действие их внешне напоминает извержение вулканов в миниатюре. Столб кипятка и пара, взлетающий на несколько десятков метров, производит ошеломляющее впечатление своей внезапностью, красотой и мощью».

Гейзеры встречаются в районах современной вулканической деятельности (Исландия, Аляска, Йеллоустонский парк в США, Камчатка, Новая Зеландия и др.). Общая минерализация вод гейзеров составляет 1—3 г/л, реже выше. По химическому составу воды бывают кремнистыми, борными хлоридными натриевыми.

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, служащим 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.

Механизм действия гейзеров многими авторами объясняется по-разному. Так, для нормального действия гейзеров Т. И. Устинова считает необходимым два условия: возможность вывода на поверхность перегретой подземной воды и наличие воды с более низкой темпе-

ратурой, проникающей в каналы гейзера с боков и прерывающей на время кипение перегретой воды. Именно этим объясняется периодичность действия гейзеров.

Вода большинства гейзеров слабо минерализована с сухим остатком в среднем 1—2 г/л. Тип воды чаще хлоридно-натриевый. Имеются, однако, гейзеры с более высокой минерализацией воды. Так, например, гейзеры Атами (Япония) 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 для питания вод гейзеров служат атмосферные осадки. Второстепенное значение имеют видоизмененные воды морского генезиса, и незначительная часть вод может быть связана с выделениями из магматических очагов.

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.

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 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 существует 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 $3^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ и более. В таких районах при достаточной мощности осадочного чехла существует возможность вскрыть скважинами водоносные горизонты на глубинах до 2—3 км и получать воду с температурой $75\text{—}100^{\circ}\text{C}$.

1. Алскин О. А. Основы гидрохимии. М., 1970.
2. Вельмина Н. А. Особенности гидрогеологии мерзлой зоны литосферы (криогидрогеология). М., 1970.
3. Вернадский В. И. История природных вод. Т. IV, кн. 2. М., 1960.
4. Виноградов А. П. Введение в геохимию океана. М., 1967.
5. Гавич И. К., Лучишева А. А., Семенова С. М. Сборник задач по общей гидрогеологии. М., 1964.
6. Иванов В. В., Невраваев Г. А. Классификация подземных минеральных вод. М., 1964.
7. Изыскания и оценка запасов промышленных подземных вод. М., 1971.
8. Карцев А. А. Гидрогеология нефтяных и газовых месторождений. М., 1972.
9. Кац Д. М. Гидрогеология. М., 1969.
10. Климентов П. П. Методика гидрогеологических исследований. М., 1967.
11. Климентов П. П. Общая гидрогеология. М., 1971.
12. Климентов П. П., Кононов В. М. Содержание современной гидрогеологической науки. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1972, № 12, с. 68—75.
13. Климентов П. П., Кононов В. М. Динамика подземных вод. М., 1973.
14. Климентов П. П., Богданов Г. Я. Общая гидрогеология. М., 1977.
15. Кобранова В. Н. Физические свойства горных пород. М., 1962.
16. Кудрявцев В. А. О минимальном криогенном возрасте многолетнемерзлых толщ в различных мерзлотно-температурных зонах СССР. — Вест. МГУ «Геология», 1970, № 2, с. 117—124.
17. Лебедев А. Ф. Почвенные и грунтовые воды. М., 1936.
18. Ломоносов М. В. О слоях земных и другие работы по геологии. М., 1949.
19. Лучишева А. А. Практическая гидрометрия. М., 1972.
20. Материалы XXV съезда КПСС. М., 1976.
21. Никитин С. И. Грунтовые и артезианские воды Русской равнины. СПб, 1900.
22. Новое в водном законодательстве. Советское законодательство. М., 1972.
23. Овчинников А. М. Общая гидрогеология. М., 1955.
24. Овчинников А. М. Гидрогеологическое районирование СССР. М., 1960.
25. Овчинников А. М. Минеральные воды. М., 1963.
26. Резников А. А., Муликовская Е. Н., Соколов И. Ю. Методы анализа природных вод. М., 1970.
27. Саваренский Ф. П. Гидрогеология. М., 1935.

28. Самарина В. С. Систематизация химических классификаций природных вод. — В кн.: Вопросы гидрогеологии и гидрохимии. М., 1966, с. 31—45.
29. Соколов Д. С. Основные условия развития карста. М., 1962.
30. Справочное руководство гидрогеолога. Т. 1. Л., 1967.
31. Тепловой режим недр СССР. — Труды ГИН АН СССР, вып. 218, М., 1970.
32. Толстихин Н. И. Подземные воды мерзлой зоны литосферы. М.—Л., 1941.
33. Устинова Т. И. Камчатские гейзеры. М., 1955.
34. Чирвинский П. Н. Учебник гидрогеологии. Ростов-на-Дону, 1922.
35. Швец В. М. Органические вещества подземных вод. М., 1973.

ОГЛАВЛЕНИЕ

	<i>Стр.</i>
<i>Предисловие</i>	3
<i>Введение</i>	6
<i>Глава I. Круговорот воды в природе</i>	29
§ 1. Строение атмосферы и ее состав. Влажность воздуха	29
§ 2. Атмосферные осадки и их роль в питании подземных вод	32
§ 3. Испарение с водной поверхности и суши. Транспирация	36
§ 4. Поверхностный и подземный сток. Виды питания рек	42
§ 5. Распределение воды на земном шаре и общий круговорот воды в природе	51
§ 6. Понятие о водном балансе	54
§ 7. Пути преобразования круговорота воды	57
<i>Глава II. Водные свойства горных пород и виды воды в них</i>	59
§ 1. Пористость горных пород	59
§ 2. Водные свойства горных пород	67
§ 3. Виды воды в горных породах	79
<i>Глава III. Основные понятия о тепловом режиме земной коры</i>	86
§ 1. Общие сведения о тепловом режиме земной коры .	86
§ 2. Виды теплопередачи и термические свойства горных пород	87
§ 3. Геотермические зоны и их характеристика	91
§ 4. Общие понятия о геотемпературном поле и методах его изучения	97
§ 5. Практическое применение геотермических методов для решения гидрогеологических задач	99
<i>Глава IV. Строение подземной гидросферы. Классификация подземных вод</i>	100
§ 1. Строение подземной гидросферы	100
§ 2. Понятие о водоносных и водоупорных породах . . .	103
§ 3. Основные элементы гидрогеологической стратификации	104
§ 4. Классификация подземных вод	108
<i>Глава V. Законы движения подземных вод в зоне насыщения</i>	115
§ 1. Основные понятия о фильтрации	115
§ 2. Основной закон фильтрации подземных вод	118

<i>Глава VI. Физические свойства и химический состав подземных вод</i>	121
§ 1. Физические свойства подземных вод	121
§ 2. Водородный показатель воды и понятие об окислительно-восстановительном потенциале	127
§ 3. Ионно-солевой состав и основные химические свойства подземных вод	129
§ 4. Газы, растворенные в подземных водах	140
§ 5. Органические вещества и микроорганизмы в подземных водах	141
 <i>Глава VII. Типы химических анализов воды и формы их выражения. Систематизация и классификация анализов</i>	144
§ 1. Типы химических анализов воды	144
§ 2. Формы выражения результатов химических анализов воды	145
§ 3. Оценка качества воды для питьевых целей	147
§ 4. Систематизация и классификация химических анализов подземных вод	149
 <i>Глава VIII. Понятие о происхождении воды и вопросы формирования гидросферы на Земле. Теории происхождения подземных вод</i>	156
§ 1. Понятие о происхождении воды и вопросы формирования гидросферы на Земле	156
§ 2. Теории происхождения подземных вод	161
 <i>Глава IX. Формирование химического состава подземных вод</i> 166	166
§ 1. Основные генетические типы подземных вод	166
§ 2. Факторы и геохимические обстановки формирования химического состава подземных вод	172
§ 3. Процессы формирования химического состава подземных вод	174
§ 4. Критерии установления генетических типов подземных вод	182
 <i>Глава X. Верховодка и грунтовые воды</i>	185
§ 1. Вода в почвенном слое	185
§ 2. Верховодка	186
§ 3. Грунтовые воды	189
Определение и условия залегания	189
Поверхность грунтовых вод	195
Связь грунтовых вод с водами поверхностных водотоков и водоемов	199
Условия питания и разгрузки грунтовых вод	202
§ 4. Понятие о режиме и балансе подземных вод	207
§ 5. Зональность грунтовых вод	208
§ 6. Основные виды грунтовых вод по условиям залегания и их характеристика	211

<i>Глава XI. Артезианские воды</i>	221
§ 1. Условия залегания и виды бассейнов артезианских вод	221
Артезианские бассейны	222
Артезианские склоны	230
Субартезианские бассейны	232
§ 2. Построение и анализ карт гидронизопьез	233
§ 3. Некоторые вопросы особенностей режима артезианских вод	237
§ 4. Понятие о гидродинамической и гидрогеохимической зональности водонапорных систем	238
Гидродинамическая зональность водонапорных систем	238
Гидрогеохимическая зональность водонапорных систем	240
§ 5. Вопросы гидрогеологического районирования	241
 <i>Глава XII. Подземные воды в трещиноватых и закарстованных породах</i>	244
§ 1. Некоторые данные о трещиноватости пород	244
§ 2. Водоносность трещиноватых пород	246
§ 3. Сведения о подземных водах зон крупных тектонических нарушений	251
§ 4. Водоносность закарстованных пород	252
 <i>Глава XIII. Подземные воды мерзлой зоны литосферы</i>	263
§ 1. Общие понятия о многолетней мерзлоте и ее распространении	263
§ 2. Основные типы подземных вод мерзлой зоны литосферы и их характеристика	269
§ 3. Криогенные явления	279
 <i>Глава XIV. Понятие о минеральных лечебных, промышленных и термальных водах и их практическое использование</i>	283
§ 1. Минеральные лечебные воды	283
§ 2. Промышленные воды	290
§ 3. Термальные воды	294
 <i>Литература</i>	299

Петр Платонович Климентов

ОБЩАЯ ГИДРОГЕОЛОГИЯ

Редактор Т. А. Рыкова
Художник В. И. Казакова
Художественный редактор Т. А. Коленкова
Технический редактор Л. А. Муравьева
Корректор С. К. Завьялова

ИБ № 2315

Изд. № Е-354. Сдано в набор 08.05.80. Подп. в печать
27.11.80. Т-20527. Формат 84×108^{1/32}. Бум. тип. № 1. Гар-
нитура литературная. Печать высокая. Объем 15,96 усл.
печ. л. 15,81 уч.-изд. л. Тираж 9000 экз. Зак. № 568.
Цена 75 коп.

Издательство «Высшая школа»,
Москва, К-51, Неглинная ул., д. 29/14

Московская типография № 8 Союзполиграфпрома
при Государственном комитете СССР
по делам издательств, полиграфии и книжной торговли,
Хохловский пер., 7.