

А. М. ОВЧИННИКОВ



*Минеральные
воды*



ГОСГЕОЛИЗДАТ
1947

553:7
0:31

Проф. А. М. ОВЧИННИКОВ

МИНЕРАЛЬНЫЕ ВОДЫ



ГОСУДАРСТВЕННОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ЛИТЕРАТУРЫ
МИНИСТЕРСТВА ГЕОЛОГИИ СССР
МОСКВА 1947 ЛЕНИНГРАД



В книге А. М. Овчинникова „Минеральные воды“ дается описание физических и химических свойств минеральных вод, геологических условий их выхода на поверхность и нахождения в земной коре, описание наиболее важных и интересных минеральных источников в СССР и за границей, методика гидрогеологических исследований месторождений минеральных вод и их каптаж.

Книга предназначена для студентов геологических и медицинских вузов как учебник и может быть использована как пособие геологами и инженерами, работающими на курортах.

Ответств. редактор *Н. Н. Славянов*

Техн. ред. *А. И. Красновская*

Сдано в набор 31/I-1947 г. Подписано к печати 13/VIII 1947 Формат бумаги 60×92¹/₁₆
Тираж 7000 М 05634 Учетн. изд. листов 17,8 Печ. л. 15¹/₈+4 вкл. Цена 12 руб.Зак. 91

Типография Картфабрики Госгеолиздата

ОТ АВТОРА

Предлагаемый учебник предназначен для студентов-геологов и гидрогеологов, специализирующихся в области изучения минеральных вод.

Минеральные воды играют значительную роль в народном хозяйстве. Помимо широкого использования их на многочисленных курортах Советского Союза, они применяются также и для внекурортного лечения (в госпиталях и санаториях). Кроме того, минеральные воды являются базой для соляной, иодной, бромной и радиевой промышленности. Наконец, они могут служить признаками при поисках многих полезных ископаемых (нефти, газов, руды).

Учебник по гидрогеологии минеральных вод составляется впервые. В основу его положены лекции автора по курсу «Минеральные воды», который им читался в течение ряда лет (с 1931 г.) для студентов-гидрогеологов Московского геолого-разведочного института.

В учебнике освещаются условия формирования главнейших, наиболее ярко выраженных генетических типов минеральных вод (углекислых, сероводородных, радиоактивных) и специфические требования, предъявляемые к их изучению и использованию с точки зрения курортно-санаторного дела; описываются также особенности методики разведки и каптажа, наблюдений за режимом минеральных вод и т. д. Овладев методикой работ по этим главнейшим сложным типам, можно без труда проводить изучение и более простых типов минеральных вод.

В настоящей работе использован многолетний опыт гидрогеологических исследований на курортах Советского Союза, а также отечественная и зарубежная литература и материалы геологических фондов.

Автор выражает благодарность члену-корреспонденту Академии наук СССР проф. Н. Н. Славянову, проф. Н. К. Игнатовичу и проф. Г. Н. Каменскому за ценные замечания, сделанные ими в процессе рецензирования работы.

КРАТКАЯ ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ И ЭКСПЛУАТАЦИИ МИНЕРАЛЬНЫХ ВОД

Минеральные воды являются основой развития бальнеологических курортов, где должны быть созданы наиболее благоприятные условия для оздоровления усталого и больного человека.

К бальнеологическому благоустроенному курорту предъявляются следующие основные требования:

1) наличие естественных лечебных факторов — минеральных вод или лечебных грязей;

2) наличие специальных технических устройств и учреждений для рационального использования минеральных вод или лечебных грязей (каптажные сооружения, ванны здания, грязелечебницы и т. д.);

3) наличие приспособленных помещений и жилья, а также наиболее совершенных санитарно-технических мероприятий (водопровод, канализация и т. д.).

Все это вызывает особо повышенные требования к изучению бальнеологических факторов, в том числе к проведению гидрогеологических работ на курортах. Можно проследить, как по мере роста культуры, по мере повышения требований к технической оснащенности курорта видоизменялись гидрогеологические работы и как под влиянием этих работ изменялось представление о происхождении минеральных вод.

Исторический обзор эволюции представлений о минеральных водах разбивается нами на четыре этапа.

Первый этап. Использование минеральных вод и грязей для лечебных целей началось еще в древние времена развития человечества. Первый этап охватывает период от древнейших времен до конца XVIII века и может быть охарактеризован, как период неглубокого закрепления отдельных источников на основе довольно примитивных представлений об условиях происхождения минеральной воды. Многочисленные археологические находки остатков сооружений у источников указывают, что одновременно с ростом использования минеральных источников развивалась и

техника их оборудования. Некоторые примитивные способы закрепления источников сохранились и до нашего времени (рис. 1).



Рис. 1. Закрепление сероводородного источника стволом дерева в с. Цители-Сагдари (Грузия).

Большого расцвета использование термальных источников достигло в эпоху Римской империи. В трактатах того времени можно найти образцы классификации минеральных вод.

В. И. Вернадский [19] в своей работе об истории природных вод упоминает, что в древней эллинской науке имелись достаточ-

но ясные представления о происхождении и свойствах природных вод. Известный врач I века до нашей эры Архигенес уже делит минеральные воды на щелочные, железистые, соленые и серные.

В средние века, когда в естествознании господствовало схоластическое разрешение спорных вопросов, в отношении происхождения подземных вод выдвигались преимущественно умозрительные заключения, а связь подземных вод с поверхностными речными или морскими рисовалась самым фантастическим образом (Кеплер, Кирхер и др.). О развитии курортного дела в этот период сохранились весьма скудные сведения. Известно только, что некоторые курорты пользовались вниманием отдельных правителей и феодалов.

Некоторое развитие курортов Западной Европы отмечается во второй половине XVIII и в начале XIX века, в эпоху роста торговой и промышленной буржуазии.

В истории Российских отечественных курортов большая роль принадлежит Петру I. В осуществление его указов в 1717 г. доктором Шобером были обследованы Сергиевские минеральные воды. Для лечения впервые были использованы марциальные (железистые) воды в Карелии. Ученым «бадером» Паульсоном были организованы «бадерские» бани в Липецке.

Шобер дал первое описание минеральных источников на Северном Кавказе, которые стали известными со времени персидского похода Петра I. В числе этих источников им упоминаются «теплицы» Бештаугория и «изрядно кислый родник» — повидимому, Кисловодский нарзан. В 1773 г. район Кавказских минеральных вод посетил и описал И. А. Гюльденштедт.

Второй этап. В начале XIX века в России исследования минеральных вод производились преимущественно иностранцами.

По проекту П. С. Палласа, совершившего путешествие по России на рубеже восемнадцатого и девятнадцатого веков, в 1804 г. в Кисловодске были проведены гидротехнические мероприятия в целях предохранения нарзана от затопления. В тридцатых годах прошлого столетия ряд районов минеральных вод Кавказа посетил и описал французский натуралист Дюбуа-Монпере, который излагал свои впечатления в письмах к знаменитому геологу Эли-де-Бомон. Для него не было никаких сомнений в том, что теплые минеральные источники не что иное, как следы вулканической деятельности. Такого же мнения держался известный исследователь Кавказа Герман Абих, для которого была непоколебимой выдвинутая Леопольдом фон-Бухом идея о так называемых «кратерах поднятия». В ряде работ Абиха красной нитью проводится мнение о связи минеральных источников с тектоническими линиями.

В 1874—1882 г. на Кавказские минеральные воды были приглашены крупные французские специалисты по каптажу минеральных источников — Жюль Франсуа и Леон Дрю, которые дали не только технические указания по разработке выходов воды, но и высказали ряд замечаний о геологии и гидрогеологии района.

На основе предложений вышеуказанных специалистов в 1893—1894 гг. в Кисловодске был сооружен по проекту инж. Ругевича каптажный колодец нарзана, доставивший впоследствии много хлопот из-за дефектов в сооружении, недостаточности гидро-геологических данных и ошибки в интерпретации геологического разреза.

Созданный в последней четверти девятнадцатого века Геологический комитет выполнил обследование Липецкого курорта и района Кавказских минеральных вод с целью установления ок-

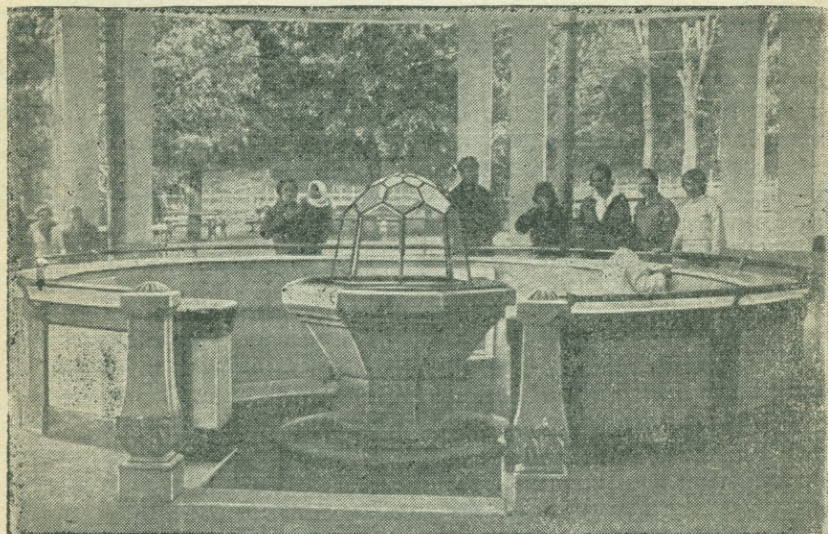


Рис. 2. Современное оформление сооружения над минеральным источником в Боржоми (бювет над каптажем).

руга охраны источников (работы И. В. Мушкетова 1884—1885 г.г.). В Закавказье (Боржоми, Абас-Тумани и др.) исследования минеральных вод осуществлялись горным инженером А. М. Коншиным, который произвел весьма солидные каптажные работы на очень высоком техническом уровне (рис. 2).

В конце XIX столетия появилась классическая работа французского геолога Де-Лонэ, посвященная изучению термо-минеральных вод [112]. В ней совершенно правильно изложены многие положения в отношении условий циркуляции, выхода, химического состава и температуры минеральных вод. Де-Лонэ рассматривал минеральные воды как артезианские (напорные) воды в системах трещин, разломов или в сплошных водоносных горизонтах.

Третий этап. Период от начала XX века до Великой октябрьской революции может быть охарактеризован как период систематического геологического изучения районов минеральных

вод и, одновременно, увлечения идеями знаменитого геолога Эдуарда Зюсса о «ювенильных водах». Это увлечение хорошо отражено в статье редактора сборника КЕПС АН «Минеральные воды России» геолога А. П. Герасимова [36]: «Наконец, в самом начале нашего столетия знаменитый венский геолог Эдуард Зюсс нашел давножданное объяснение, бросив в небольшой брошюрке гениальную мысль, которая стала теперь уже общим достоянием, дав толчок к целому ряду новых работ и перевернув все наши представления о минеральных водах. Со смелостью истинного «мастера» Зюсс высказал предположение, что далеко не все минеральные воды связаны в своем происхождении с атмосферной влагой и поверхностными водами, что многие из них при своем выходе на поверхность в первый раз попадают на простор земной атмосферы, в тепло солнечных лучей».

Впервые систематические геологические исследования были организованы Геологическим комитетом на Кавказских минеральных водах в 1906 г. Поводом для организации этих работ послужили постоянные неполадки с каптажным сооружением нарзана в Кисловодске и слишком незначительный дебит соляно-щелочных источников в Ессентуках.

Детальная геологическая съемка и неглубокая разведка на небольшом участке у каптажного колодца нарзана в Кисловодске сразу показали ошибочность ранее предполагаемого разреза пород, позволили более правильно нарисовать гидрогеологическую картину и принять более эффективные меры по борьбе с утечками из колодца. В Ессентуках, в результате буровых работ, дебит наиболее ценных углекислых соляно-щелочных вод неизмеримо вырос. В Пятигорске были вскрыты новые выходы углекисло-сероводородных терм. В Железноводске выведен новый горячий Славяновский источник, названный по фамилии руководителя работ геолога Н. Н. Славянова. В 1915 г. гидрогеологические исследования захватили и наиболее северный участок района Кавказских минеральных вод — Кумогорск.

Но, несмотря на развитие работ на курортах Кавказа, много еще лечебных местностей России, возникших на прекрасных углекислых водах Забайкалья (Дарасун и др.), Дальнего Востока (Ласточка и др.), на термальных водах Тянь-Шаня, Памира и Кавказа влачило самое жалкое существование, и около них создавались плохо оборудованные народные курорты.

Четвертый этап. После Великой октябрьской революции роль курортов в корне изменилась. 15 мая 1919 г. был опубликован исторический декрет за подписью В. И. Ленина о передаче в собственность государству всех лечебных местностей и курортов. В 1921 г. состоялся первый съезд по курортному делу, организованный Народным комиссариатом здравоохранения, который наметил пути исследования советских курортов. Тогда же был создан Бальнеологический Институт на Кавказских минеральных водах (Пятигорск), а затем в 1926 г. — Центральный институт курортологии.

Кабинет минеральных вод, созданный в Институте подземных вод Главного геолого-разведочного управления ВСНХ СССР (реорганизованного из Геологического комитета), провел работу по кадастру минеральных вод СССР (Н. И. Толстихин, А. И. Дзенс-Литовский и др.).

Научное объединение гидрогеологов, работавших на курортах, происходило лишь на гидрогеологических совещаниях, созываемых при Курортном управлении Наркомздрава, и затем при Госплане. Большую роль в организации этих совещаний, на которых обсуждались вопросы гидрогеологии, гидрохимии и климатологии, сыграл Н. Е. Хрисанфов, под руководством которого в 1934 г. был впервые систематизирован материал по многочисленным минеральным источникам Советского Союза.

Термы Тянь-Шаня и Памира были обследованы Комиссией экспедиционных исследований Академии наук СССР в 1927 г. и Памирской экспедицией в 1930 г. (Н. М. Прокопенко и др.).

Таким образом, за первое десятилетие после Октябрьской революции накопился большой материал по гидрогеологии минеральных вод Советского Союза.

В течение первой пятилетки получили развитие гидрогеологические исследования на бальнеологических курортах Грузии и Армении. Начатые в 1927 г. гидрогеологические работы на курорте Боржоми дали положительный эффект. Вместо двух старых источников со сравнительно небольшим дебитом, ценная для экспорта боржомская минеральная вода была получена на новых удобных участках, и суммарный дебит ее был увеличен почти в 3 раза.

В Армении под руководством А. П. Демехина [18] гидрогеологическая разведка была проведена на наиболее популярном курорте — Арзни, в результате ее дебит углекисло-хлоридно-натривой воды был увеличен в 10 раз.

На созванном в конце 1931 г. Всесоюзном гидрогеологическом съезде в Ленинграде были заслушаны основные результаты гидрогеологических работ на курортах и намечен ряд задач, возникших в связи с бурным ростом индустриализации СССР: изучение структур районов минеральных вод, нефтяных вод, а также минеральных вод в условиях вечной мерзлоты.

В течение второй пятилетки гидрогеологические работы развивались на местных курортах. В это время начал свою деятельность Гидрогеологический отдел Центрального института курортологии, созданный в весьма скромных масштабах еще в 1929 г.

Наиболее крупными работами, давшими интересные практические результаты, в отношении получения новых источников, являются гидрогеологические работы Центрального института курортологии на курортах Восточной Сибири и Бурято-Монголии, начатые еще в период первой пятилетки (Дарасун, Аршан и др.).

На Урале главное внимание было обращено на изучение и использование минеральных вод на курортах Нижние Серги и Ключи (М. М. Фомичев). Из курортов центральных районов наи-

более изученным является курорт Краинка (к югу от г. Калуги), основанный на сероводородных сульфатных источниках.

В 1936 г. Центральным институтом курортологии была проведена работа по составлению карт гидрогеохимических зон минеральных вод СССР (А. М. Овчинников, В. В. Иванов и Л. А. Яроцкий, В. В. Штильмарк).

Большой импульс в деле развития гидрогеологических работ на курортах дала Великая Сталинская Конституция, принятая 5 декабря 1936 г., регламентирующая право трудящихся на отдых и обеспечение медицинской помощью, а также предоставление в пользование трудящихся широкой сети курортов. Это вызвало рост курортного строительства и сразу же поставило перед работниками курортов необходимость производства глубоких гидрогеологических разведок.

В конце второй и начале третьей пятилетки были проведены широкие комплексные исследования на лучшем курорте Советского Союза Сочи-Мацеста. В работе принимал участие ряд организаций: Институт геологических наук Академии наук СССР, Центральный институт курортологии, Курортное управление, Институт им. Сталина в Сочи. Эти исследования сыграли большую роль в установлении взгляда на минеральные воды не как на узко локальные «коренные струи», а как на месторождения, занимающие большие площади.

Разведочными работами была оконтурена область сероводородных вод в Сочинском бассейне, а буровыми скважинами получены новые добавочные количества воды (Верхняя Мацеста, Бзугу).

Хорошие результаты, полученные Сочинской экспедицией, побудили Академию наук, Всегингео и Московский геолого-разведочный институт организовать комплексную работу на Кавказских минеральных водах, которая дала ценный материал по вопросу формирования минеральных вод.

Большой интерес представляют работы Н. К. Игнатовича [19], касающиеся вопросов гидрогеологии палеозойских отложений Русской платформы. В этих работах были выделены основные историко-геологические и структурные факторы, обуславливающие распределение и формирование вод, и особо подчеркнуто значение степени динамичности подземных вод и характер водообмена с поверхностью земли.

В последние годы много нового в изучение радиоактивных вод внес Радиевый институт Академии наук СССР (В. Г. Хлопин, И. Е. Старик, Е. С. Щепотьева и др.).

Работа А. Д. Архангельского и Э. С. Зальманзон [1] по литологии и подземным водам Грозненского района дала правильное направление для разрешения проблемы происхождения вод, в связи с диагенезом осадков и вопросами метаморфизации погребенных морских вод.

Работами В. А. Сулина [82] был систематизирован огромный материал по минеральным водам нефтяных месторождений. Боль-

шую роль сыграли идеи А. Е. Ферсмана [90] в отношении выяснения геохимических закономерностей распространения различных типов минеральных вод. Следует также указать и на те работы в области биогеохимии, которые осуществлялись в лаборатории им. академика В. И. Вернадского (А. П. Виноградов и др.). Плодотворные идеи В. И. Вернадского, изложенные в капитальной работе по истории природных вод [9], много способствовали познанию генезиса лечебных минеральных вод.

В настоящее время уже ни один специалист по гидрогеологии минеральных вод не считает возможным изучать воды без учета растворенных газов (в том числе редких) и тех микроэлементов, которые содержатся в воде в небольших количествах, но оказывают большой бальнеотерапевтический эффект.

Большой интерес представляет изучение микробиологических процессов в минеральных водах, с которыми связан такой важный процесс как десульфатизация и образование сероводорода (В. М. Губин, А. П. Афанасьева, Т. Л. Гинзбург-Карагичева, Б. В. Перфильев и др.).

Очень большую роль в работах по гидрогеологии минеральных вод играют химики. С. А. Шукареву принадлежит интересный опыт систематизации минеральных вод, в том числе сульфидных [100, 101] и физико-химическое изучение грязевых озер.

Многообразие элементов в минеральных водах делает их одним из труднейших объектов физико-химии и заставляет уделять большое внимание выбору того или иного определения для каждой данной комбинации ионов, газов и коллоидов. В этом отношении большое значение в деле выработки правильной методики физико-химического изучения имеют работы П. А. Кашинского и его школы, П. Н. Палея, Э. Э. Карстенса и др. [55, 56, 57, 58].

Весьма интересные работы по гидрохимии вод и лечебных грязей проводились А. Н. Бунеевым [4, 5], который выдвинул новые воззрения на процессы формирования подземных вод в связи с изучением солевого комплекса пород.

В настоящее время перед гидрогеологами СССР стоят следующие задачи в области изучения и использования минеральных вод.

1. Удовлетворить огромные потребности в лечении естественными лечебными ресурсами: увеличить дебит минеральных вод.

2. Обеспечить наилучшее качество лечебной воды; увеличить разнообразие лечебных вод на курортах.

3. Захватить и каптировать минеральную воду, а не случайный источник, обеспечить устройство таких сооружений, которые позволили бы наиболее рационально и в наиболее удобном месте эксплуатировать минеральную воду и систематически контролировать ее режим.

4. Получить минеральную воду не только там, где она появляется на поверхности, но и там, где ее можно предполагать по геологическим и геохимическим признакам.

5. Обеспечить рост местных курортов Советского Союза, ко-

торый по обилию и разнообразию своих лечебных ресурсов (вод, грязей) стоит на одном из первых мест в мире.

Решить эти задачи возможно, если гидрогеолог будет владеть всеми новейшими методами геологии, геохимии, геофизики и сумеет найти общий язык с другими специалистами, изучающими минеральные воды — физико-химиками, радиологами, микробиологами, климатологами и бальнеологами.

Роль гидрогеолога особенно возрастает в послевоенный период, когда курортное лечение становится одним из наиболее эффективных факторов восстановления здоровья трудящихся нашей страны.

ГИДРОХИМИЯ МИНЕРАЛЬНЫХ ВОД

Общие положения

Минеральные воды отличаются от пресных или по температуре, или по составу, или по свободно выделяющимся газам, а чаще всего по своему эмпирически или экспериментально доказанному физиологическому воздействию на организм; в этом случае их называют лечебными. Если же воды обладают повышенной минерализацией и используются для промышленной добычи солей, они называются, в отличие от минеральных, минерализованными водами.

В. И. Вернадский принимает за нижнюю границу минеральных или соленых вод общую минерализацию 0,1% (1 г/л), а за нижнюю границу рассолов — 5,0% (50 г/л).

Действительно, большинство лечебных минеральных вод имеет минерализацию в пределах от 1 до 50 г/л. По Грюнхугу [108] принято считать минеральной (лечебной) воду при следующих нижних пределах содержания элементов в граммах на 1 кг:

Сумма твердых составных частей	1
СО ₂ своб.	0,25
Сероводорода Н ₂ S	0,001
Ионы — литий Li ⁺	0,001
барий Ва ⁺⁺	0,005
стронций Sr ⁺⁺	0,010
ферро Fe ⁺⁺ и ферри Fe ⁺⁺⁺	0,010
фтор F ⁻	0,002
бром Br ⁻	0,005
иод J ⁻	0,001
гидроарсенат НАSO ₄ '	0,001
борная кислота HBO ₂ '	0,005
Эманация радия Rn	3,5 единицы по Махе
Температура	20°С

Однако имеется много минеральных источников, обладающих низкой минерализацией, но вследствие наличия специфических

элементов, свободно выделяющихся газов или высокой температуры являющихся лечебными (например, источник Кульдур, табл. 1). Все это свидетельствует об условности выделения минеральных и пресных вод (табл. 2).

Таблица 1

Химический анализ Кульдурского термального источника (Биробиджан)
 t 71°C, pH = 9,4

В 1 литре	г	Миллимолей	мг-экв	мг-экв ‰
Катионы:				
Натрий Na + Li	0,0706	3,05	3,05	93,2
Калий K	0,0022	0,05	0,05	1,6
Магний Mg	0,0011	0,045	0,09	2,7
Кальций Ca	0,0016	0,04	0,08	2,5
Сумма катионов			3,27	100,0‰
Анионы:				
Хлор Cl	0,0333	0,93	0,93	28,6
Сульфат SO ₄	0,0201	0,21	0,42	12,9
Тиосульфат S ₂ O ₃	0,0015	0,02	0,04	1,2
Гидрокарбонат HCO ₃	0,0610	1,00	1,00	30,7
Гидросульфид HS	0,0019	0,06	0,06	1,9
Алюминат AlO ₂	0,0012	0,02	0,02	0,6
Карбонат CO ₃	0,0090	0,15	0,30	9,2
Кремневая кислота HSiO ₃	0,0362	0,47	0,47	14,4
Гидроксил OH	0,0003	0,02	0,02	0,5
Сумма анионов			3,26	100,0
SiO ₂ общ.	0,0880			
SiO ₂ колл.	0,0598			
CO ₂ общ.	0,0505			
Сухой остаток	0,316			

Элементы, входящие в состав природных минеральных вод, можно разбить на четыре группы.

I группа — элементы, составляющие основную массу растворенных в воде веществ: K, Na, Ca, Mg, Fe, Al, Cl, S, N, O, H, C, Si.

II группа — элементы, встречающиеся в малых количествах: Li, Rb, Sr, Ba, Pb, Ni, Zn, Mn, Cu, Br, J, F, B, P; As.

III группа — элементы, встречающиеся редко и в крайне малых количествах: Cr, Co, Tl, U, In, Ga, Ge, Ce, Zr, Ti, V, Hg, Bi, Cd, W, Se, Te, Mo, Ag, Au, Pt, Sn, Sb.

IV группу составляют радиоактивные элементы (Ra, Th, Rn и др.).

Составные части минеральных вод
(по В. Цоркендёрферу [113])

Наименование компонентов	Пресная вода мг/кг	Минеральная вода	
		мг/кг	мг-экв
Твердые растворимые вещества	До 500	До 250 000	До 4 500
Катионы:			
Натрий (Na ⁺)	" 100	" 100 000	" 4 500
Магний (Mg ⁺⁺)	" 50	" 5 000	" 400
Кальций (Ca ⁺⁺)	" 200	" 2 000	" 100
Калий (K ⁺)	" 10	" 1 000	" 25
Железо (Fe ⁺ , Fe ⁺⁺)	" 5	" 50	" 5
Стронций (Sr ⁺⁺)	—	" 50	" 1
Барий (Ba ⁺⁺)	—	" 40	" 0,5
Аммоний (NH ₄ ⁺)	" 1	" 10	" 0,5
Литий (Li ⁺)	—	" 10	" 1,0
Марганец (Mn ⁺⁺)	" 5	" 5	" 0,2
Алюминий (Al ⁺⁺⁺)	—	" 1	" 0,01
Анионы и кислоты:			
Хлорид (Cl ['])	До 100	До 160 000	До 4 500
Сульфат (SO ₄ ^{''})	" 300	" 40 000	" 1 000
Бикарбонат (HCO ₃ ['])	" 200	" 4 000	" 100
Свободная углекислота (CO ₂)	" 100	" 4 000	"
Кремневая кислота (H ₂ SiO ₃)	" 60	" 120	"
Сумма серы (S)	" 1	" 120	" 6
Нитрат (NO ₃ ['])	" 100	" 100	" 1,5
Фосфат (HPO ₄ ^{''})	" 1	" 100	"
Бромид (Br ['])	" 1	" 100	" 1
Иодид (I ['])	" 0,08	" 40	" 0,1
Фтор (F ['])	" 1	" 10	" 0,5
Борная кислота (H ₂ BO ₃)	—	" 10	"
Мышьяк (As)	10,1	" 10	" 0,1
Титановая кислота	—	" 1	"

При объяснении действия минеральных вод необходимо также учитывать значение самой воды как таковой, а не только элементов, находящихся в растворе. Вода, с которой связана вся жизнь на земле, является далеко не таким простым веществом, как это кажется на первый взгляд.

Как известно, вода представляет собой химическое соединение двух объемов водорода с одним объемом кислорода. Формула H₂O соответствует молекулярному весу водяного пара. В жидком состоянии вода ассоциирована, т. е. в равновесии с простыми молекулами содержит и более сложные образования, соответствующие общей формуле (H₂O)_n. В состав воды входят молекулы тройного рода: льда или тригидроля, который в наибольшем количестве содержится в воде при точке замерзания, дигидроля — главного компонента при обыкновенных температурах и

моногоidroля или пара, количество которого увеличивается по мере повышения температуры. Английский ученый Бернс (Barnes) доказал, что вода, содержащая относительно большое количество тригидроля, повышает жизнедеятельность организмов, вода же, лишенная тригидроля, ее задерживает. В тридцатых годах нашего века были открыты изотопы кислорода и водорода, с различными атомными весами (O^{16} , O^{17} , O^{18} , H^1 , H^2 , H^3). В зависимости от тех или иных комбинаций изотопов водорода и кислорода получается 18 типов воды. В 1933 г. американские ученые Льюис (Lewis) и Макдональд (Macdonald) получили «тяжелую воду», содержащую изотоп водорода с атомным весом 2 — дейтерий: H_2^2O (H^2H^2O или D_2O). Эта вода отличается от обычной ярко выраженными биологическими свойствами. В ней не прорастают семена, она является смертельной для водных организмов. Но небольшая примесь тяжелой воды (до 3%) еще не оказывает вредного действия. Тяжелая вода имеет плотность при $25^\circ C$ — 1,106, максимальная плотность наблюдается при $+11,6^\circ C$; точка замерзания $+3,8^\circ C$, точка кипения $101,42^\circ$; эта вода имеет еще целый ряд существенных отличий от простой воды (в отношении вязкости, поверхностного натяжения и др.).

Изучение молекулярного строения различных природных минеральных вод представляет задачу ближайшего будущего.

Форма выражения анализов минеральных вод

При гидрогеологическом изучении минеральных вод нельзя ограничиться определением основных ингредиентов природной воды, а необходимо применять точные методы физико-химического анализа. Большое разнообразие комбинаций элементов в минеральных водах делает их одним из труднейших объектов аналитической химии. Выбор аналитических методов находится в зависимости от комбинации газов, ионов и коллоидов. За последние годы сильно изменилась аппаратура химических лабораторий; методы потенциометрии, колориметрии, нефелометрии, спектрометрии, полярографии, позволяют теперь с большой точностью определять такие элементы, которые ранее не обнаруживались.

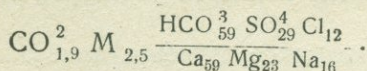
Минеральная вода является более или менее разведенным раствором солей, в котором молекулы солей в большинстве случаев почти нацело диссоциированы на свои ионы, поэтому основной формой выражения результатов анализа воды является ионная форма. Содержание того или иного иона при этом выражается в граммах или миллиграммах на 1 л или, как это принято в Западной Европе и Америке, — в граммах на 1 кг. При этом необходимо определять удельный вес воды (при $15^\circ C$ отнесенный к воде при $4^\circ C$).

Сумма данных анализа, выраженного в ионной форме, в громадном большинстве случаев соответствует, с небольшими отклонениями в ту или другую сторону, сумме минеральных веществ, что позволяет производить контроль анализа.

Наряду с ионной формой применяют молекулярную и миллиграмм-эквивалентную формы, довольно полно отражающие химическую природу входящих в состав воды веществ, а следовательно и ее свойства. Пересчет анализа, выраженного в ионной форме, в миллиграмм-эквивалентную производится делением количества миллиграммов какого-нибудь иона, содержащегося в 1 л воды, на его эквивалентный вес [76]; полученные величины называют миллиграмм-эквивалентами или милл[и]вал[е]ями. Эти пересчеты позволяют произвести контроль правильности химического анализа и дать, хотя и грубую, но быструю оценку лечебных, индустриальных и мелиоративных свойств природных вод (Н. Н. Славянов и В. А. Приклонский).

Для выражения в кратком наглядном виде химического состава воды применяется формула химического состава, предложенная М. Г. Курловым. Количественное содержание элементов выражено в процентах милливалей, причем главные анионы помещены в убывающем порядке в псевдодробь выше черты, главные катионы — ниже черты. Элементы с содержанием менее 10% милливалей не показываются. Впереди дроби буквой М обозначается общая минерализация в граммах на 1 л (сумма анионов и катионов с недиссоциированными молекулами, без газов). Кроме того, рекомендуется показывать газовый состав, специфические элементы (Fe, Br, J, As и др.).

Для примера приведем формулу химического состава кислородного нарзана:



Электропроводность

Электропроводность характеризует степень минерализации исследуемой воды. К сожалению, абсолютные величины электропроводности не могут быть безоговорочно использованы для характеристики минеральной воды, так как они находятся в весьма сложной зависимости от концентрации раствора, валентности присутствующих ионов и температуры, и, кроме того, недиссоциированные составные части воды при этом не учитываются. Но при наблюдениях за режимом воды и при сопоставлении степени минерализации однотипных источников определение электропроводности удобно, так как дает хотя и не полный, но достаточный для практических целей ответ в течение 2—3 минут.

Результаты определений выражаются в величине электропроводности, обратной удельному сопротивлению w , выражаемому в омах:

$$K = \frac{1}{w}$$

Удельным сопротивлением называется сопротивление, оказываемое при прохождении тока кубиком исследуемой воды со сторонами 1 см² при t 18° (по Кольраушу) или 25° (по Оствальду).

Определение электропроводности производится в особом сосуде с платиновыми электродами при помощи переменного тока из индукционной катушки, мостика Уитстона и телефона. При высских минерализациях воду разбавляют дистиллированной водой и затем производят соответственный перерасчет.

Для пресных и слабо минерализованных вод величина электропроводности колеблется в пределах $33 \cdot 10^{-5}$ до $1,3 \cdot 10^{-3}$ ома на 1 см^3 . Например, по определению В. М. Гортикова, в Аршане электропроводность минеральных вод равнялась $23-29 \cdot 10^{-4}$ (общая минерализация $3,5 \text{ г/л}$), пресных вод $1,61-2,2 \cdot 10^{-4}$ (общая минерализация около $0,15 \text{ г/л}$). В Цхалтубо, по определению Б. П. Никольского, электропроводность минеральных вод равна $10,5-10,7 \cdot 10^{-4}$ (общая минерализация $0,85 \text{ г/л}$) и т. д.

Кроме электропроводности, интересно определять точку замерзания, понижение которой по сравнению с чистой водой пропорционально осмотической концентрации. Точка замерзания понижается на каждый миллимоль на $0,00185^\circ \text{C}$. Для воды карлсбадского источника Мюльбруннена понижение точки замерзания составляет $-0,276$, т. е. осмотическая концентрация равна $149,19$ миллимолей в литре. В бальнеологии минеральные воды принято делить на гипотоничные, изотоничные и гипертоничные, на основании сопоставления осмотической концентрации воды с общей молярной концентрацией физиологического раствора, равной 303 миллимолам (человеческой кровяной сыворотки). Вышеприведенная вода Мюльбруннена является раствором гипотоничным.

Физико-химическое изучение минеральных вод

Минеральная вода представляет собой сложную систему с тесной взаимосвязью компонентов, подчиняющуюся общим законам теории растворов; математические и графо-аналитические методы позволяют производить расчеты, исходя из концентрации отдельных элементов. Только полноценная интерпретация химических материалов, основанная на современных физико-химических представлениях, на учете концентрации водородных ионов pH и окислительно-восстановительного потенциала¹, на вычислении ионной силы раствора и активности ионов, на определении парциальной упругости газа в растворе, позволяет сделать правильную оценку воды и корректировать анализы (Б. П. Никольский, П. Н. Палей, С. А. Щукарев, В. И. Бахман и др.).

Концентрация водородных ионов

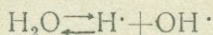
Вопрос об истинном ионно-молекулярном составе воды, о химической активности отдельных ионов, важен для выяснения геологических условий ее формирования, метаморфизации и причин

¹ То-есть потенциалы на границе: индифферентный электрод (платина) — раствор, содержащий окислительно-восстановительную систему. Он определяет течение процессов окисления в минеральных водах H_2S , Fe, Mn и т. д.).

воздействия на человеческий организм. Данные обычного анализа, без применения физико-математических методов расчета, не дают возможности сделать вывод о том, какими именно ионами и в каком количественном соотношении представлены угольная, фосфорная, сероводородная, кремневая и другие слабые кислоты.

Соотношение между различными формами слабых кислот количественно определяется концентрацией водородных ионов. К сожалению, последняя величина мало используется при подсчете анализов и часто служит только простой добавочной характеристикой кислотности или щелочности воды.

Как известно, водные растворы всегда содержат водородные и гидроксильные ионы. Вода диссоциирована по уравнению:



На основании закона действующих масс будет иметь место следующая зависимость:

$$\frac{[\text{H}^+][\text{OH}^-]}{[\text{H}_2\text{O}]} = K (\text{пост.}),$$

отсюда

$$[\text{H}^+][\text{OH}^-] = K [\text{H}_2\text{O}] = K_{\text{воды}} = 10^{-14} (\text{при } 22^\circ\text{C}),$$

т. е. произведение концентрации водородных и гидроксильных ионов в воде постоянно и зависит только от температуры. При нейтральной реакции концентрация водородных ионов равна концентрации гидроксильных (10^{-7}).

По предложению Серенсена, для характеристики концентрации водородных ионов пользуются только показателем степени

$$\text{pH} = -\lg[\text{H}^+] = \frac{1}{\lg[\text{H}^+]}$$

Следует иметь в виду, что величина pH легко смещается вследствие влияния различных факторов. Она обычно зависит от состояния системы карбонат-бикарбонат или уголекислота-бикарбонат, поэтому смещение pH может произойти вследствие потери уголекислоты или поглощения ее из воздуха.

Более или менее удовлетворительные результаты получаются при применении колориметрического метода, но необходимо пользоваться минимальным количеством индикаторов, увеличивая точность путем удлинения столба окрашенной индикатором воды. Для электрометрического определения pH в минеральных водах должен применяться хингидронный электрод, если $\text{pH} = 8-7,5$, а если возможно, то стеклянный электрод. При $\text{pH} > 7,5-8$ приходится пользоваться колориметрическим методом (а также стеклянным электродом).

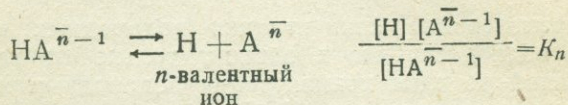
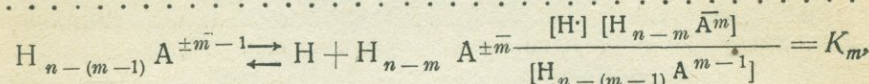
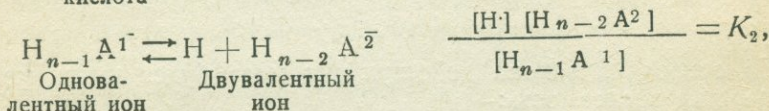
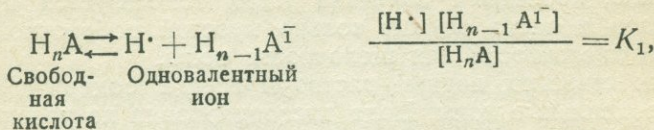
Определение соотношения форм слабых кислот

Общую формулу для определения концентрации любого иона n -валентной кислоты можно вывести на основании классиче-

ской теории электролитической диссоциации и закона действующих масс, если известна концентрация водородных ионов, общее количество слабой кислоты и ее константы диссоциации.

Приводим ниже вывод по В. М. Гортикову [15].

Возьмем n -валентную кислоту $H_n A$, где n —число способных диссоциировать атомов водорода и A —кислотный остаток ее; тогда



и, кроме того,

$$[H_n A] + [H_{n-1} A^-] + [H_{n-2} A^{2-}] + \dots + [H_{n-m} A^{m-}] + \dots + [A^{n-}] = \Sigma A_i,$$

где $H_{n-1} A^-$, $H_{n-2} A^{2-}$, ..., $H_{n-m} A^{m-}$, ..., A^{n-} — одно-, m -, n -валентные кислоты, $H_n A$ и ΣA_i —общее количество слабой кислоты и всех ее ионов. Квадратные скобки означают концентрацию в молях на 1 л.

При совместном решении этих уравнений для любого валентного иона получим:

$$[H_{n-m} A^{m-}] = \frac{[H^+]^{n-m} K_1 \cdot K_2 \cdot K_3 \dots K_m \Sigma A_i}{[H^+]^n + [H^+]^{n-1} \cdot K_1 + [H^+]^{n-2} K_1 K_2 + [H^+]^{n-3} K_1 K_2 K_3 + \dots K_1 K_2 K_3 K_n}$$

где $[H_{n-m} A^{m-}]$ — концентрация любого интересующего нас m -валентного иона и K_1, K_2, K_3, \dots 1-ая, 2-ая и т. д. константы диссоциации кислоты $H_n A$. При $m=0$, уравнение дает концентрацию свободной кислоты:

$$[H_n A] = \frac{[H^+]^n \Sigma A_i}{[H^+]^n + [H^+]^{n-1} K_1 + [H^+]^{n-2} K_1 K_2 + \dots K_1 K_2 K_3 \dots K_n}$$

Пользуясь этим общим уравнением, можно сделать необходимые расчеты. Например, для угольной кислоты получим:
для H_2CO_3 ($n=2$):

$$\text{H}_2\text{CO}_3 = \frac{[\text{H}']^2 \Sigma \text{CO}_2}{[\text{H}']^2 + [\text{H}'] \frac{K_1}{K_1 + K_1 K_2}} \quad (m=0),$$

$$[\text{HCO}_3'] = \frac{[\text{H}'] \frac{K_1 \Sigma \text{CO}_2}{K_1 + K_1 K_2}}{[\text{H}']^2 + [\text{H}'] \frac{K_1}{K_1 + K_1 K_2}} \quad (m=1)$$

$$[\text{CO}_3''] = \frac{K_1 K_2 \Sigma \text{CO}_2}{[\text{H}']^2 + [\text{H}'] \frac{K_1}{K_1 + K_1 K_2}} \quad (m=n=2),$$

где ΣCO_2 —общее количество CO_2 .

Аналогичные формулы получаются и для других слабых кислот.

При помощи этих уравнений, зная рН, легко рассчитать соотношения между всеми возможными формами слабой кислоты при различных величинах $[\text{H}']$, если известно общее ее количество и константа диссоциации данной кислоты.

Ниже приводится табл. 3, в которой показано соотношение в процентах для некоторых кислот при различных величинах рН.

Таблица 3

Соотношение между формами некоторых слабых кислот в природных водах при различных значениях рН

рН	5	6	7	8	9	10	11
Кислоты	Процент отдельных форм от общего количества						
Угольная кислота [$\text{H}_2\text{CO}_3 + \text{CO}_2$ своб.] [HCO_3'] [CO_3'']	96,62 3,38 —	74,08 25,92 —	22,22 77,74 0,04	2,76 96,72 0,52	0,27 94,62 5,11	0,02 64,94 35,04	— 15,46 84,54
Фосфорная кислота [H_3PO_4] [$\text{H}_2\text{PO}_4'$] [HPO_4''] [PO_4''']	0,10 97,99 1,91 —	0,01 83,67 16,32 —	— 33,90 66,10 —	— 4,88 95,12 —	— 0,51 99,45 0,04	— 0,05 99,54 0,36	— — 96,53 3,47
Кремневая кислота [H_2SiO_3] [HSiO_3'] [SiO_3'']	100,0 — —	100,0 — —	99,98 0,02 —	99,79 0,21 —	97,90 2,10 —	82,23 17,68 0,09	30,68 65,97 3,35
Сероводород [H_2S] [HS'] [S'']	99,41 0,59 —	94,61 5,39 —	63,39 36,31 —	14,93 85,07 —	1,72 98,28 —	0,18 99,82 —	0,02 99,97 0,01

По таблице можно составить представление о тех формах (ионной и молекулярной), в которых находится та или иная интересующая нас слабая кислота, если известна величина рН. Кроме того, таблица показывает, что при некоторых рН могут присутствовать одновременно различные формы кислот.

Понятие об активности ионов, ионной крепости раствора и расчеты насыщенности

Закон действующих масс базируется на химическом взаимодействии между ионами, без учета электростатического влияния ионов друг на друга. В весьма разбавленных растворах такое влияние почти не проявляется, и реакционная способность, или действующая масса, совпадает с концентрацией. Но по мере увеличения общей концентрации раствора взаимное электростатическое действие между ионами увеличивается и их активность составляет лишь некоторую часть концентрации иона.

Чтобы сохранить в силе закон действия масс и для более концентрированных растворов, Бьерум ввел множитель fa — фактор или коэффициент активности, представляющий собой дробь, на которую нужно умножить концентрацию иона, чтобы получить его активность; таким образом

$$a = fa \cdot c$$

Для весьма разбавленных растворов $fa = 1$. По мере увеличения концентрации раствора коэффициенты активностей вначале уменьшаются ($fa < 1$), затем при дальнейшем увеличении начинают возрастать и, например, в рассолах могут стать даже больше единицы.

Таким образом электростатическая теория растворов, развитая Дебаем и Гюккелем для слабых растворов, вкладывает в коэффициент активности, введенный Бьерумом, определенный физический смысл.

Зависимость коэффициента активности какого-нибудь иона от концентрации всех ионов в растворе выражается (по Дебаю и Гюккелю) следующим уравнением:

$$\lg fa = -A \cdot v^2 \sqrt{\Sigma C_i v_i^2},$$

где v — валентность иона, для которого хотят найти концентрацию;

C_i и v_i — концентрация и валентность ионов;

$\Sigma C_i v_i^2$ — сумма произведений концентрации на квадрат валентности ионов каждого рода, находящихся в растворе, или полная иональная концентрация раствора (половина этой величины называется ионной силой или крепостью раствора — ionic strength);

A — константа, зависящая от температуры.

$A = \frac{1,283 \cdot 10^6}{[DT]^{3/2}}$, где D — диэлектрическая постоянная растворителя (воды), а T — абсолютная температура.

При разных температурах A имеет следующие значения:

T	0	15	18	20	25	30	34
A	0,344	0,350	0,354	0,354	0,356	0,360	0,364

Знание активностей ионов позволяет подойти к решению вопроса о насыщенности воды различными солями, например CaCO_3 , MgCO_3 , FeCO_3 , CaSO_4 и т. д., что имеет большое значение при установлении путей циркуляции.

Если раствор насыщен CaCO_3 , то

$$a_{\text{Ca}^{2+}} \cdot a_{\text{CO}_3^{2-}} = S,$$

Где $a_{\text{Ca}^{2+}}$ и $a_{\text{CO}_3^{2-}}$ — активность ионов Ca^{2+} и CO_3^{2-} ;

S — произведение растворимости кальция; при комнатной температуре $S = 1,2 \cdot 10^{-8}$.

С другой стороны, для второй константы диссоциации угольной кислоты можно написать:

$$K_2 = \frac{n \cdot a_{\text{CO}_3^{2-}}}{a_{\text{HCO}_3^-}} = 6 \cdot 10^{-11},$$

где n — активность ионов водорода;

$a_{\text{HCO}_3^-}$ — активность ионов HCO_3^- .

Из двух уравнений получим:

$$\frac{S}{K_2} = \frac{a_{\text{Ca}^{2+}} \cdot a_{\text{CO}_3^{2-}} \cdot a_{\text{HCO}_3^-}}{n \cdot a_{\text{CO}_3^{2-}}} = \frac{a_{\text{Ca}^{2+}} \cdot a_{\text{HCO}_3^-}}{n} = 200$$

или

$$\lg a_{\text{Ca}^{2+}} + \lg a_{\text{HCO}_3^-} + \text{pH} + \lg S - \lg K_2 = 2,30.$$

На основе определения pH и активности одного из ионов Ca^{2+} или HCO_3^- можно вычислить по уравнению активность другого иона.

Если вычисленная таким образом активность окажется близкой к найденной из анализа, то вода насыщена углекислым кальцием, если же вычисленная активность больше найденной, то вода им не насыщена.

Вышеприведенное общее уравнение для точечного иона, как показал Нойес, не дает достаточно хороших совпадений с опытным материалом. Поэтому для практических целей пользуются модифицированным уравнением (Нойес ввел эмпирический коэффициент, составляющий 5/6 коэффициента Дебая и Гюккеля).

Нижеприведенные уравнения проверены на большом экспериментальном материале:

$$\lg fa = -0,288 v^2 \sqrt{\sum C_i v_i^2} - \text{при } 0^\circ;$$

$$\lg fa = -0,298 v^2 \sqrt{\sum C_i v_i^2} - \text{при } 25^\circ.$$

Для практических целей при данной температуре величина коэффициента активности может быть получена путем графической интерполяции.

Ниже приводится расчет коэффициентов активности для минерального источника Аршан (Бурято-Монголия) по В. М. Гортикову.

Исходные данные химического анализа минерального источника Аршан № 1 при температуре воды 8,8° С и рН = 6,30:

В 1 л	Миллимолей	мг/экв
Na + K	4,69	4,69
Ca	15,15	30,30
Mg	4,94	9,89
Fe	0,08	0,15
Mn	0,012	0,025
Cl	1,07	1,08
SO ₄ ^{''}	4,31	8,62
Σ PO ₄	0,08	—
Σ CO ₂	84,35	—
Щелочность	—	35,28
SiO ₂	0,87	—

Вычисление производится по формуле:

$$\lg fa = -0,292 v^2 \sqrt{\sum C_{(i)} v_{(i)}^2}$$

Одновалентные ионы:

Na, K	4,69
Cl	1,07
HCO ₃ '	35,26
H ₂ PO ₄ '	0,06

Σ iv_1^2 41,08 миллимолей

Двухвалентные ионы:

Ca	15,15
Mg	4,94
Fe	0,08
Mn	0,01
SO ₄ ^{''}	4,31
HPO ₄ ^{''}	0,02

Σ iv_2^2 24,51 миллимолей

$$\sum C_{(i)} v_i^2 = 0,0410 \cdot 1^2 + 0,0245 \cdot 2^2 = 0,139;$$

отсюда для одновалентных ионов:

$$\lg fa = -0,292 \cdot 1^2 \sqrt{0,139} = 0,778;$$

для двухвалентных ионов:

$$\lg fa = -0,292 \cdot 2^2 \sqrt{0,139} = 0,366.$$

В табл. 4 дается расчет насыщенности воды того же источника.

При рассмотрении табл. 4 возникает предположение, что в отношении CaCO₃ аршанская вода находится в состоянии полного насыщения, т. е. она содержит максимально возможные при данных условиях количества Ca^{..}, Fe^{..} и HCO₃'.

Расчет насыщенности для углекислого минерального источника
Аршан в Бурято-Монгольской АССР
(по В. М. Гортикову)

Коэффициент активности для одновалентных ионов $f_{a'} = 0,778$
для двухвалентных $f_{a''} = 0,366$

В 1 литре	мг-экв	Миллимольей	Молей	Активность
Na + K (вычисл.)	4,73	4,73	0,00473	$3,69 \cdot 10^{-3}$
Ca ^{..}	30,30	15,15	0,01515	$5,54 \cdot 10^{-3}$
Mg ^{..}	9,89	4,94	0,00494	$1,81 \cdot 10^{-3}$
Fe ^{..}	0,15	0,08	$0,8 \cdot 10^{-4}$	$0,293 \cdot 10^{-4}$
Mn ^{..}	0,025	0,012	$0,12 \cdot 10^{-4}$	$0,44 \cdot 10^{-5}$
Сумма катионов	45,09			
Cl'	1,07	1,07	0,00107	$0,832 \cdot 10^{-3}$
SO ₄ ^{''}	8,62	4,31	0,00431	$1,58 \cdot 10^{-3}$
HCO ₃ '	35,26	35,26	0,03526	$27,43 \cdot 10^{-3}$
CO ₃ ^{''}	0,022	0,011	$0,11 \cdot 10^{-4}$	$0,40 \cdot 10^{-5}$
H ₂ PO ₄ '	0,044	0,044	$0,44 \cdot 10^{-4}$	$0,34 \cdot 10^{-4}$
HPO ₄ ^{''}	0,072	0,036	$0,36 \cdot 10^{-4}$	$0,13 \cdot 10^{-4}$
Сумма анионов	45,09			
Своб. CO ₂	—	49,09	0,04909	0,04909

Произведение активности по анализу

Произведение активности при насыщении:

$$a_{Ca^{..}} \cdot a_{CO_3''} = 5,54 \cdot 10^{-3} \cdot 0,40 \cdot 10^{-5} = 2,2 \cdot 10^{-8}$$

$$[Ca^{..}] [CO_3''] = 1,6 \cdot 10^{-8}$$

$$a_{Ca^{..}} \cdot a_{SO_4''} = 5,54 \cdot 10^{-3} \cdot 1,58 \cdot 10^{-3} = 8,7 \cdot 10^{-6}$$

$$[Ca^{..}] [SO_4''] = 6,7 \cdot 10^{-5}$$

$$a_{Ca^{..}} \cdot a_{HPO_4'} = 5,54 \cdot 10^{-3} \cdot 0,13 \cdot 10^{-4} = 7,2 \cdot 10^{-8}$$

$$[Ca^{..}] [HPO_4'] = 5,6 \cdot 10^{-7}$$

$$a_{Fe^{..}} \cdot a_{CO_3''} = 0,29 \cdot 10^{-4} \cdot 0,40 \cdot 10^{-4} = 1,2 \cdot 10^{-10}$$

$$[Fe^{..}] [CO_3''] = 2,7 \cdot 10^{-10}$$

Вышеизложенное подтверждается и прямым экспериментом. В исследуемую воду (500 см³) насыпалось 5 г порошка CaCO₃, затем склянка опускалась непосредственно в источник и оставалась там, при периодическом взбалтывании, в течение 4—6 дней. До и после прибавления CaCO₃ производилось определение щелочности. Разность между вторым и первым титрованием представляет количество растворившегося мрамора, так как служит мерой «агрессивной» углекислоты в той части CO₂ своб., которая еще способна растворять CaCO₃.

Получены следующие результаты:

Наименование источника	Щелочность в 1 см ³ 0,1 NHCl на 100 см ³ исследованной воды в мг-экв		
	до прибавления CaCO ₃	после прибавления CaCO ₃	увеличение щелочности
Аршан № 1	35,45	35,43	-0,02
Аршан № 2	35,81	35,82	+0,01
„Борный“ № 3	6,07	6,49	+0,42
КМВ у моста № 6	4,95	11,39	+6,44
р. Кынгорта	2,02	2,17	+0,15

Следовательно аршанская минеральная вода не разбавляется и не смешивается на последних участках своего пути с грунтовыми водами, так как в противном случае она, хотя бы в некоторой степени, растворяла бы CaCO₃.

Для воды, находящейся в равновесии с CaCO₃, имеем:

$$\frac{[\text{HCO}_3']_3}{\text{CO}_2} = K.$$

При разбавлении данное соотношение будет изменяться и часть угольной кислоты будет растворять новые порции CaCO₃.

Химические классификации минеральных вод

Имеется несколько классификаций минеральных вод.¹ Наиболее употребительной классификацией в СССР является классификация, принятая IV гидрогеологическим курортным совещанием при Наркомздраве РСФСР в 1930 г. В этой классификации всего выделено 6 классов: первые три класса основываются на комбинации главнейших анионов и катионов, в четвертый класс входят смешанные воды, пятый класс выделен по наличию специфических элементов, а шестой включает «газовые» воды (табл. 5).

Таблица 5

Классификация минеральных вод по химическому составу

I класс. Гидрокарбонатные HCO ₃ ' мг-экв более 250/0	{	а) натриевые (Na ⁺ > 250/0 мг-экв)
		б) кальциевые (Ca ⁺⁺ > 250/0 мг-экв)
		в) магниевые (Mg ⁺⁺ > 250/0 мг-экв)

¹ Классификации минеральных вод рассматриваются в статье В. А. Александрова (Основы курортологии, т. I, 1932 г.). Сравнительная характеристика различных классификаций, в том числе американской классификации Кларка, приводится в дополнениях проф. Н. Н. Славянова, которые им сделаны во 2-м издании известного руководства проф. К. Кейльгака «Подземные воды», 1935 г. Слишком дробная минералогическая классификация В. И. Вернадского, в которой выделяется 485 видов природных вод, для наших целей не является удобной.

- II класс. Хлоридные
 $Cl' \text{ мг-экв более } 25\%$
- III класс. Сульфатные
 $SO_4'' \text{ мг-экв более } 25\%$
- V класс. Сложного состава
- а) натриевые ($Na^+ > 25\%$ мг-экв)
 - б) кальциевые ($Ca^{++} > 25\%$ мг-экв)
 - в) магниевые ($Mg^{++} > 25\%$ мг-экв)
- а) натриевые ($Na^+ > 25\%$ мг-экв)
 - б) кальциевые ($Ca^{++} > 25\%$ мг-экв)
 - в) магниевые ($Mg^{++} > 25\%$ мг-экв)
- а) хлоридно-гидрокарбонатные
 $SO_4'' < 25\%$ мг-экв (Na^+, Ca^{++}, Mg^{++})
 - б) сульфатно-гидро-карбонатные
 $Cl' < 25\%$ мг-экв (Na^+, Ca^{++}, Mg^{++})
 - в) хлоридно-сульфатные
 $HCO_3' < 25\%$ мг-экв (Na^+, Ca^{++}, Mg^{++})

К этому же классу относятся воды еще более сложного состава, т. е. содержащие все три аниона в количестве больше 25%.

V класс. С наличием биологически активных ионов:

$Fe^{++} > 10 \text{ мг/л}$, $As - 1 \text{ мг}$, $Br' 25 \text{ мг}$, $J' - 10 \text{ мг}$, $Li - 5 \text{ мг}$, тяжелых или радиоактивных металлов, а также воды с особыми биологическими ясно выраженными свойствами (каталитическими, коллоидными и пр.).

- II класс. Газовые воды а) углекислые (свободная углекислота CO_2)
 б) сероводородные (свободный сероводород H_2S)
 в) радиоактивные (эманация радия Rn)

В 1934 г. С. А. Шукарев [100] предложил свой метод систематизации химических анализов минеральных вод, который автор

Mg	1	8	15 Латреней	22	29	36	43 Змеиногорский
Ca, Mg	2	9 Ямкун	16 Дарасун	23	30	37	44 Марциальский
Ca	3	10 Нарзан	17 СаСО ₃ Аршын Тумкин	24	31	38	45 Крайняя Сергиевский
Na, Ca	4 Пятигорск Иссык-Ата	11 Железноводск	18 Коби, Доломит, нарзан Ахман, кл.	25 Долина нарзанов	32 Сальцы Талги	39 Батлык-арсан	46 Пятигорский
Na	5 Брагуны	12 Исти-су Горячеводск	19 Барзомы Белокулиха	26 Есрентуки Курлар Псекулс	33 На СЛ Старая Русса Мацеста	40 Абас-Тумана	47 Ахалцих
Na Ca Mg	6 Цхалтубо	13 Джамал- абод	20 Цавери	27 Джидли-су	34	41 Ижевский	48
Na Mg	7	14 Сарабукиладво	21 Ямаровка	28	35	42 Дз. Горькое	49 Баталинский
	HCO_3, Cl, SO_4	HCO_3, SO_4	HCO_3	HCO_3, Cl	Cl	Cl, SO_4	SO_4

Рис. 3. Систематизация минеральных вод по химическому составу (по С. А. Шукареву).

В клетках 17, 33, 45 заключены первичные типы вод (гидрокарбонатно-кальциевые, хлоридно-натриевые, сульфатно-кальциевые). Двойные стрелки показывают смешение вод, одиночные-метаморфизацию путем обменной адсорбции.

определил, как «естественную геохимическую систему минеральных вод». Этот метод является одним из простых, но удобных способов сравнения химического состава вод.

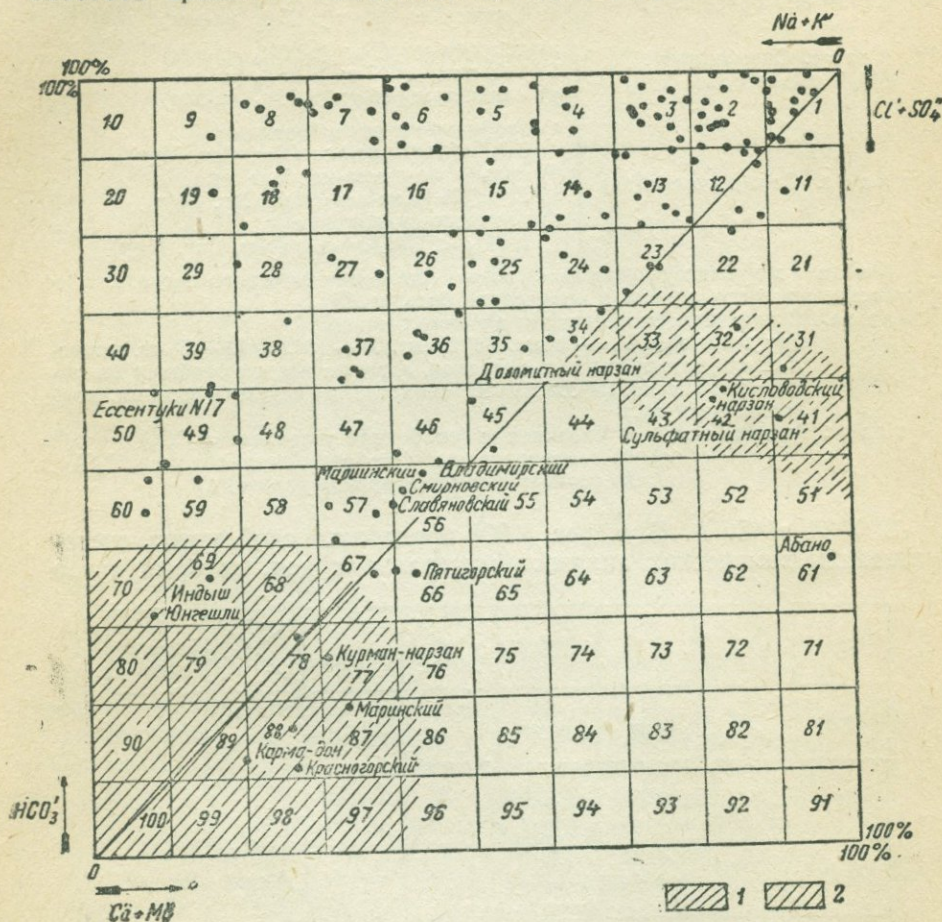


Рис. 4(1). График-квадрат Толстихина и графики-треугольники Фере (мг-экв%) для углекислых минеральных вод Большого Кавказа.

1—поле гидрокарбонатно-сульфатных нарзанов Кисловодского района (верхняя юра—нижний мел); 2—поле хлоридно-натриевых вод на контакте палеозойских и юрских отложений.

В основание деления на классы, так же как у Кларка, С. А. Щукаревым положен химический состав вод по главным шести ингредиентам (HCO_3^- , SO_4^{2-} , Cl^- , Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+}), причем принимаются во внимание те ингредиенты, милливаль-проценты которых превышают 25. Из шести ингредиентов можно построить 49 комбинаций, отвечающих 49 клеткам системы или 49 классам (рис. 3). 9 клеток перечеркнуты, так как представители этих классов отсутствуют среди зарегистрированных минеральных вод СССР.

Особо отмечены три класса вод: гидрокарбонатно-кальциевые (17 класс), хлоридно-натриевые (33 класс) и сульфатно-кальциевые (45 класс). С. А. Щукарев полагал, что «воды хлоридно-

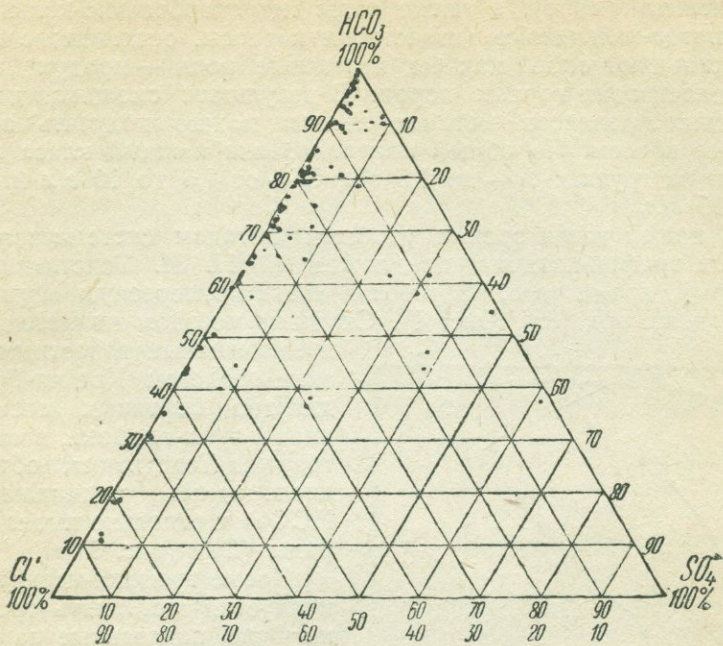


Рис. 4(II).

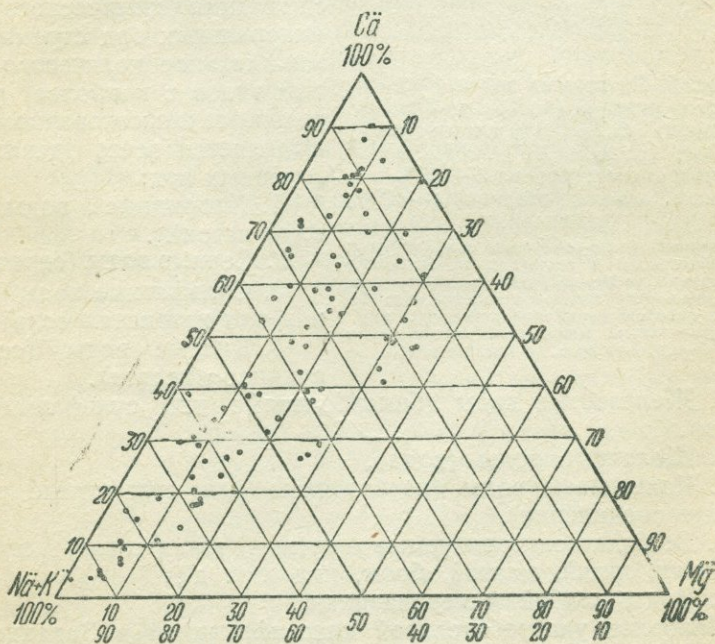


Рис. 4(III).

натриевые» (море), а также воды гидрокарбонатно-кальциевые и сульфатно-кальциевые (известняки и гипсы, осажженные из моря), представляют собой как бы первичные воды — продукт простого выщелачивания горных пород. В результате смещения или более сложных процессов метаморфизации можно получить промежуточные классы. По общей минерализации каждый класс вод разделен на группы: А — до 1,5 г/л, В — от 1,5 до 10 г/л и С — более 10 г/л.

С нашей точки зрения удобным методом систематизации является график-квадрат, предложенный Н. И. Толстихиным [84], который, кроме того, разработал весьма интересную «нумерацию» природных вод [85] (рис. 4). Сходным методом является график,

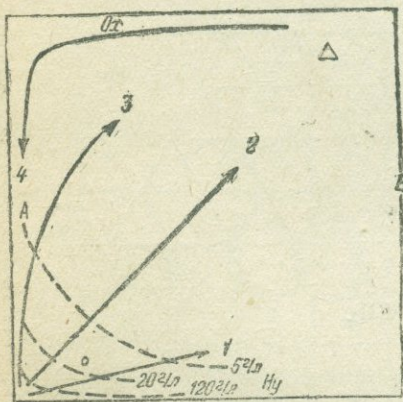


Рис. 5. Диаграмма вод нефтяных месторождений (по Крейчи-Графу). Сторона OX —100% кислородных кислот; сторона HU —100% водородных кислот; сторона E —100% щелочных земель; сторона A —100% щелочей.

1-я прямая линия—изменение вод нефтяных месторождений в закрытых антиклиналях; 2-я прямая линия—свободное смещение вод; 3-я линия—затрудненное смещение вод; 4-я линия—преобразование поверхностных вод. Пунктир—линии одинаковой концентрации вод. O —морская вода, Δ пресная вода.

предложенный известным румынским геологом Крейчи-Граф [32] для вод нефтяных месторождений; в этом графике, в отличие от графика Толстихина, объединены кислородные радикалы (SO^4 , HCO^3) и отдельно выделены хлориды (Cl) (рис. 5).

Кроме графика-квадрата рекомендуется составлять треугольники Фере, показанные на рис. 4.

Следует отметить, что международная бальнеологическая классификация химического состава минеральных вод стремится дать минимальное количество отдельных типов с наиболее употребительными наименованиями. В ней выделяется всего девять групп лечебных вод:

1. Хлоридные воды (хлористый натрий).
2. Серные воды (сероводород).
3. Сульфатные воды (магневая или натриевая соль).
4. Кислые воды (серная или соляная кислота).
5. Железистые воды (бикарбонатные или сульфатные соединения).
6. Щелочные воды (сода).
7. Кальциевые воды (карбонатные или сульфатные или хлоридные соединения).
8. Воды, характеризуемые другими (активными) элементами (мышьяк, литий, магний, бром, иод и т. д.).
9. Воды слабой минерализации.

Наиболее употребительной классификацией в Западной Европе является классификация Гинца и Фрезениуса, приведенная

в работе Кампе [24]. В ней выделено 11 типов лечебных минеральных вод:

1) простые теплые источники (акратотермы) с постоянной температурой более 20°C , содержащие в 1 кг менее 1 г растворенных составных частей;

2) радиоактивные источники; выделяются независимо от химического состава при наличии повышенной радиоактивности;

3) простые углекислые минеральные источники — зауэрлинги (Säuerlinge), с наличием свободной углекислоты, но с минерализацией меньше, чем 1 г на 1 кг.

4) землисто-углекислые источники со свободной углекислотой и общей минерализацией более 1 г на 1 кг; среди катионов преобладают кальций и магний, среди анионов-гидрокарбонат;

5) щелочные источники, содержат в 1 кг воды более 1 г растворенных веществ, среди которых преобладают гидрокарбонат и натрий;

6) источники поваренной соли (Kochsalzquelle) с общей минерализацией более 1 г на 1 кг, обусловленной главным образом хлористым натрием;

7) горькие источники, отличаются преобладанием среди анионов сульфатного иона;

8) железистые источники, характеризуются наличием ионов ферро Fe^{2+} или ферри Fe^{3+} , чем объясняется их лечебное действие;

9) мышьяковистые источники, имеют общий тип железистых или соленых источников, но содержат мышьяк в фармакологически значительном количестве в пяти- или трехвалентном состоянии.

10) сероводородные источники, содержат сероводород в количестве более 0,001 г общей титруемой серы в 1 кг воды;

11) иодистые источники, могут иметь разнообразный химический состав, но содержат иод, оказывающий клиническое воздействие на организм.

Все вышеприведенные классификации свидетельствуют о том, что единой удобной классификацией, отвечающей современным физико-химическим представлениям еще не существует. Классификация минеральных вод должна охватывать как химический, так и газовый состав вод.

Формирование химического состава минеральных вод

Вопросы формирования химического состава минеральных вод являются весьма сложными и разнообразными; они должны решаться на основе всестороннего изучения условий образования различных типов минеральных вод. Здесь необходим точный физико-химический анализ как основных компонентов, так и элементов, присутствующих в незначительных количествах. Очень важно определение свободных и растворенных газов, в том числе редких (гелия, аргона). Большое значение имеет микробиологическое и радиологическое изучение минеральных вод.

Схема зональности и условий

(по Н. К.

Геохимические зоны	Геогидродинамические зоны		Генетические типы вод и характер ресурсов подземных вод	Гидрогеохими
	формирование водного режима и подземного стока	геолого-гипсометрическое положение зон		характер процесса
Зона гипергеза	Зона активного водобмена (подземный сток участвует в активном водообмене с поверхностью)	Активно промываемые части структуры. Зона влияния дренажа речной сети (иногда до глубины 300 м и более)	Воды современные метеорного происхождения, находясь в движении. Динамические ресурсы их преобладают над статическими	Активное выщелачивание хлоридов и сульфатов, убывающее от поднятий к депрессии, а также в направлении роста засушливости климата
	Зона затрудненной циркуляции подземных вод (подземный сток затруднен; водообмен замедленный)	Глубокие части точных артезианских бассейнов, на платформах до глубины 500—600 м; в складчатых областях при наличии тектонических нарушений — до 1000—2000 м (термальные воды)	Воды медленно обновляемые, замещающие более древние. Преобладают статические запасы над динамическими	Медленное вымывание из пород солевого комплекса (морских, лагунных и других фаций), меняющее профиль воды в разрезе длительного времени
Зона катагеза	Зона застойного водного режима. Подземный сток проявляется лишь в масштабе геологического времени	Обычно в зоне глубокого залегания осадочного комплекса, но в гидрогеологически изолированных (закрытых) структурах; положение зоны может быть близким к поверхности	Воды древние, погребенные, часто реликтовые, обычно огромных статических запасов	Аккумуляция солей, метаморфизм вод, геохимические и физико-химические процессы (диффузия, осмос и пр.)

Формирования подземных вод

Игнатовичу)

ческие зоны		Примеры	
формирование химического типа воды	Народнохозяйственное значение	Подмосковный артезианский бассейн	Северный Кавказ
Формирование преимущественно пресных гидрокарбонатных вод; в засушливых районах и в областях депрессий, также сульфатных и сульфатно-хлоридных	Воды преимущественно пресные, сфера проблем питьевого, хозяйственного и технического водоснабжения	Грунтовые воды четвертичных и мезозойских отложений, а также карбона, в сфере активного водообмена (дренаж в бассейнах рек верхней Волги, Оки, Москвы, Клязьмы). Воды пресные, гидрокарбонатные	Воды мезозойских пород в области высокого гипсометрического их положения. По преимуществу воды пресные и невысокой минерализации
Формирование гидрокарбонатных, сульфатно-хлоридных вод; в складчатых молодых областях также щелочных и термальных, иногда H_2S -вод	Воды преимущественно сульфатно-хлоридные, щелочные, термальные; указания на разрушающиеся нефтяные месторождения. Сфера главным образом проблем бальнеологии и реже минерализованных вод промышленного значения	Воды верхнего девона, находящиеся в условиях слабой циркуляции. Воды переходные от гидрокарбонатных к сульфатным и сульфатно-хлоридным	Воды мезозойских и нижнетретичных отложений в зоне предгорий. Циркуляция подземных вод затрудненная, но глубокая, в связи с тектоническими нарушениями. По составу воды переходные от сульфатно-щелочных к хлоридно-щелочным
Формирование высокоминерализованных хлоридно-натриево-кальциевых вод и рассолов	Промышленные рассолы Bg , J , Ra и другие редкие элементы; нефтяные месторождения	Рассолы среднего девона высокой минерализации и большой степени метаморфизации хлоридно-натриево-кальциевого типа	Воды третичных и меловых отложений при переходе от складчатой области к платформе. Воды хлоридно-натриево-кальциевого типа

Все это должно сопоставляться с природной геологической обстановкой, гидрогеологическими и термодинамическими условиями формирования минеральных вод. Однако одно сопоставление с горными породами, в которых находится минеральная вода, может не дать ответа на поставленные вопросы. Для современной гидрогеохимии не достаточно положения, высказанного (еще во втором веке нашей эры: «Вода такова, каковы породы, в которых она протекает» (Плиний, младший). Только палеогидрогеологический анализ позволяет установить истинную картину процессов образования химического типа минеральных вод. Очень часто различные горные породы, находящиеся длительное время под воздействием одних и тех же факторов (например, интенсивного промывания поверхностными водами), будут давать воду сходного химического состава. В настоящее время необходимо принять следующее основное положение: химический состав природных вод отражает геологическую историю развития района.

По химическому составу минеральные воды весьма разнообразны. Они неразрывно связаны с пресными подземными водами. Недоучет последнего обстоятельства привел к большому разрыву, существующему между учением о пресных и учением о минеральных водах. По существу, формирование химического состава всех минеральных вод объяснялось или простым выщелачиванием растворимых солей или горных пород или влиянием процессов, происходящих глубоко в магне. В. И. Вернадский [9] неоднократно напоминал о необходимости широкого комплексного изучения равновесия, существующего в природе: горная порода \rightleftharpoons вода \rightleftharpoons газ \rightleftharpoons живое вещество.

Химический состав подземных вод начинает формироваться с момента поступления в биосферу. В действительности формирование и видоизменение состава вод происходит непрерывно в процессе постоянной миграции поверхностных и подземных вод.

Многие минеральные воды длительное время находились в иной обстановке, по сравнению с той, куда они попали в процессе эксплуатации. Например, маестинские сероводородные воды являются производными от морской воды главным образом третичного времени, несколько метаморфизованной биохимическими процессами и постоянно разбавляемой и вытесняемой пресными гидрокарбонатными водами. По существу различие между пресной и минеральной водой во многом определяется условиями динамики воды и темпами ее миграции [33]. В этом отношении, несомненно, заслуживает внимания схема Н. К. Игнатовича [20], в которой он рассматривает пресные воды как воды зоны активного водообмена, а минеральные воды лечебного значения как воды зоны затрудненной циркуляции; что касается рассольных вод промышленного значения, то они попадают в нижнюю застойную зону (табл. 6).

При определении «погребенного» характера воды следует различать, является ли вода сингенетичной данной породе, т. е. «ре-

ликтовой» водой, прошедшей все стадии диагенеза от илового осадка до горной породы, или эпигенетической «погребенной» водой, проникшей в поры и трещины в уже сформировавшуюся породу.

Необходимо прежде всего иметь в виду химический состав двух основных типов вод, развитых на земном шаре (по Кларку [104])

I. Средний химический состав поверхностных вод, главным образом рек, в основном является гидрокарбонатно-кальциевым.

Формула химического состава:

$$M_{0,5} \frac{\text{HCO}_3^3}{\text{Ca}_{64}\text{Mg}_{18}} \frac{\text{SO}_4^4}{\text{Cl}} 10; \quad \frac{r_{\text{Na}}}{r_{\text{Cl}}} = 1,79.$$

II. Средний состав морской (океанической) воды — в основном хлоридно-натриевый тип (табл. 7).

Таблица 7

Состав воды современного океана
(по Дитмару)

В 1 кг	г	мг-экв	мг-экв%
Катионы:			
Калий К'	0,387	9,89	1,63
Натрий Na'	10,707	465,51	76,98
Кальций Са''	0,420	21,00	3,47
Магний Mg''	1,317	108,31	17,92
Сумма катионов		604,71	100,00
Анионы:			
Хлор Cl'	19,342	545,43	90,19
Бром Br'	0,066	0,82	0,13
Сульфат SO ₄ ''	2,688	55,97	9,26
Гидрокарбонат HCO ₃ '	0,150	2,46	0,42
Сумма анионов		604,68	100,00
Общая минерализация	35,00		

$$\text{Ионная сила раствора } \mu = \frac{1}{2} \sum C_{(i)} v_{(i)}^2 = 0,697$$

Характеристика по Пальмеру:

Первая соленость	78,60%
Вторая соленость	21,00%
Вторая щелочность	0,40%
	100,00%

(Вода IV класса)

Характерные отношения морской воды (в эквивалентах)

K'/Cl'	0,0181
Na'/Cl'	0,8537
Ca''/Cl'	0,0385
Mg''/Cl'	0,1985
Br'/Cl'	0,0015
J'/Cl'	0,0001
SO ₄ ''/Cl'	0,103

Формула химического состава:

$$M_{35} \frac{Cl_{90}}{Na_{77}Mg_{18}}; \quad r_{Na} = 0,85. \quad r_{Cl}$$

В общей схеме можно выделить следующие три основные процесса, видоизменяющие химический состав основных типов вод:

- а) смешение вод различного состава;
- б) метаморфизация вод: дегазация, десульфатизация и обмен катионов в поглощающем комплексе пород;
- в) обогащение микроэлементами и тяжелыми металлами.

При выяснении взаимосвязи воды и горной породы (особенно кристаллической) И. Е. Старик рекомендует различать — происходит ли выщелачивание, т. е. частичный переход элементов в раствор (без нарушения кристаллической решетки минералов) или растворение (с нарушением решетки). Подобный анализ позволяет уточнить важный вопрос, происходит ли миграция воды в «скелетных» — массивных породах, не изменяющих состава воды, или в «активных» — мелкодисперсных, глинистых породах. Здесь следует отдавать себе ясный отчет о физическом состоянии воды, заключенной в илах и горных породах (гигроскопическая, пленочная, капиллярная, гравитационная).

Изучение физико-географических условий образования осадков должно строиться на всей сумме химических признаков, которые сохраняет в себе порода; к ним относятся химические осадки (гипс, каменная соль и т. д.), а также остатки соляных растворов в адсорбированном состоянии.

Условия разрушения ионо-солевого комплекса (по терминологии А. Н. Бунеева [5, 6] возникают лишь тогда, когда породы, в силу тех или иных геологических процессов, попадут под воздействие вод атмосферного происхождения. В обстановке интенсивного выветривания и выщелачивания отдельные солевые комплексы осадочных пород, естественно, окажутся в различной степени устойчивыми (табл. 8).

Смешение вод

Исследования показали, что обычно в природе имеет место группа минеральных вод, отдельные выходы которой дают воду с различной пропорцией смеси минеральной и пресной составляющих. Для выяснения пропорции смеси и состава смешивающих вод А. Н. Огильви [47] предложил простой графо-аналитический метод¹, основанный на уравнении прямой линии вида $y = ax + b$.

Сухие остатки двух смешивающих вод равны P и p (в граммах на 1 л) и содержание отдельных элементов — S и s (тоже в граммах на 1 л).

¹ Н. Н. Славянов [76] отмечает, что идея этого метода впервые была предложена Е. Бузенем (*E. Bunsen*) в 1851 г. для расчета количественного минералогического состава в горных породах, представляющих смесь минералов. Развитие этого метода для вод нефтяных месторождений дано в работах В. П. Широкина [94, 95].

**Устойчивость компонентов осадочных горных пород по отношению к выщелачиванию
и изменению химического состава вод
(по А. Н. Бунееву)**

Солевые комплексы	Фазы	Степень устойчивости	Процессы выщелачивания	Изменение химического состава вод	
Известняк	↑ Твердая	Относительно высокая устойчивость	Очень слабо растворяется в обычных поверхностных водах по реакции $\text{CaCO}_3 + \text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons \text{Ca}^{++} = 2\text{HCO}_3^-$	↑ $\text{Ca} (\text{HCO}_3)_2$ $\text{Mg} (\text{HCO}_3)_2$	
Доломит		То же	Весьма медленно разрушается под влиянием пресных и гипсовых вод $\text{CaCO}_3 - \text{MgCO}_3 + \text{CaSO}_4 \rightleftharpoons 2\text{CaCO}_3 + \text{MgSO}_4$	$\text{Ca} (\text{HCO}_3)_2$ $\text{Mg} (\text{HCO}_3)_2$ $\text{Mg} \text{SO}_4, \text{CaO}_4$	
Ангидрид		То же	Медленно гидратируется и, переходя в гипс, уходит по его путям	CaSO_4	
Гипс		Средняя устойчивость	Медленно растворяясь, уходит по капиллярным путям; увлекая за собой вытесняемые из пород абсорбированные ионы	CaSO_4 MgSO_4	
Абсорбированные ионы $\text{Na}^+, \text{K}^+, \text{Mg}^{++}, \text{Ca}^{++}, \text{H}^+$		Жидкая	Относительно небольшая устойчивость. Раствор неподвижен, медленный диффузный уход ионов связан с собственным тепловым движением частиц	Постепенно удаляются из породы по мере возрастания относительной концентрации в растворе ионов Ca^{++} (из гипса) Растворяясь, уходит в дальнейшем, диффузно перемещаясь, в растворе, пропитывающем породу	MgSO_4 CaSO_4 Na_2SO_4
Кристаллы легко растворимых солей	1. Диффузный уход ионов в ближайшие водоносные горизонты 2. Выжимание растворов (?)				CaSO_4 NaCl
Остатки солевых растворов в породах, неспособные к свободному перемещению	1. При вскрытии водоносных пластов эрозией и созданием напора атмосферными водами вытекают на земную поверхность 2. При наличии тектонических разрывов и трещин могут самоизливаться на поверхность или питать другие водоносные горизонты и толщ				CaSO_4 CaCl MgCl_2 $\text{NaCl} (\text{Br}', \text{J}')$
Погребенные воды подвижные (в водопроницаемых горизонтах и толщах)		Малая устойчивость. Ионы и молекулы уходят, перемещаясь вместе с водой	1. При вскрытии водоносных пластов эрозией и созданием напора атмосферными водами вытекают на земную поверхность 2. При наличии тектонических разрывов и трещин могут самоизливаться на поверхность или питать другие водоносные горизонты и толщ	По мере промывания постепенное опреснение (переход к типу „вод выщелачивания“)	

Примечание. Комплекс легко растворимых солей, заключенных в породах („ионно-солевой комплекс“) обведен пунктиром

Возьмем A литров одной воды и B литров другой и обозначим сухой остаток полученной воды x , а содержание элемента y .
Имеем:

$$AP + Bp = x(A + B),$$

$$AS + Bs = y(A + B);$$

отсюда

$$\frac{A}{B} = \frac{x-p}{P-x} \text{ и } \frac{A}{B} = \frac{y-s}{S-y}$$

Решая эти уравнения получим:

$$\frac{x-p}{P-x} = \frac{y-s}{S-y}$$

или

$$xS - pS - yx + yp = Py - Ps - xy + sx.$$

По упрощении получим:

$$y = \frac{S-s}{P-p} x + \frac{Ps - Sp}{P-p}.$$

Коэффициент x и свободный член представляют постоянные параметры; заменяя их соответственно через a и b , получим:

$$y = ax + b,$$

где a — первая производная x (тангенс угла наклона линии);
 b — отрезок отсекаемой прямой на оси ординат.¹

Для иллюстрации приведем графики прямой линии для вод Черноморского побережья (рис. 6).

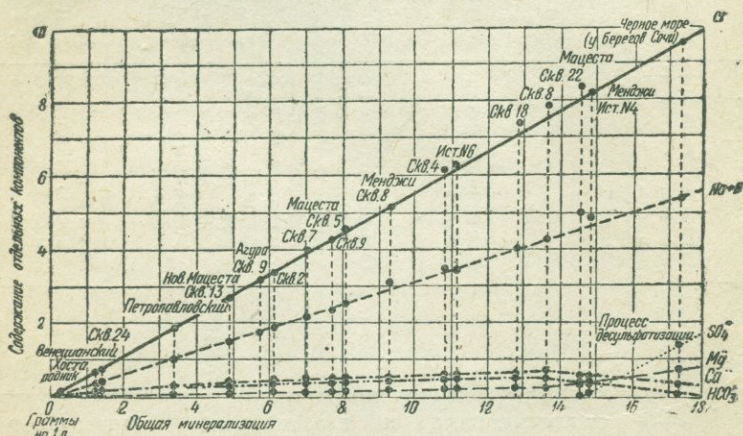


Рис. 6. График смешения Огильви вида $y = ax + b$ для сероводородных вод Черноморского побережья Кавказа. Для хлора $Cl: y = 0,58x - 0,17$; для натрия и калия $Na + K: y = 0,30x - 0,06$.

¹ На оси абсцисс лучше откладывать не сухой остаток, а сумму составных частей по ионному анализу.

Подобное построение можно делать и для анализов, выраженных в миллиграмм-эквивалентной форме.

Этот метод дает возможность контролировать правильность производства анализов, если первоначальными точными анализами доказан процесс смещения и вычислены параметры a и b . В последнем случае по определению одного элемента можно предсказать почти весь основной состав воды. Для определения состава одной из смешивающих пресных вод поступают следующим образом. Предполагают, что в этой воде нет одного из основных ингредиентов (обычно хлора, т. е. $Cl' = 0$), тогда

$$0 = ax + b,$$

откуда

$$x = -\frac{b}{a} = A.$$

Далее подставляют в общую формулу смешения вместо X величину A и определяют последовательно значения y_1 , y_2 и т. д.

Для установления количества минеральной и пресной воды, участвующих в образовании данного минерального источника со смешанной водой или для подсчета количества минеральной воды, разгружающейся в грунтовый поток или в реку, можно произвести подсчет пропорции смеси по одному из наиболее характерных элементов химического состава вод (например по хлору).

Если $Q_{\text{мин}}$ — расход минеральной воды,

a — концентрация элемента в минеральной воде,

$Q_{\text{пр.}}$ — расход пресной воды,

b — концентрация элемента в пресной воде,

c — концентрация элемента в смешанной воде,

по правилу смешения получим:

$$n = \frac{Q_{\text{мин.}}}{Q_{\text{пр.}}} = \frac{c - b}{a - c}.$$

Коэффициент n покажет, сколько пресной разбавляющей воды приходится на одну часть минеральной.

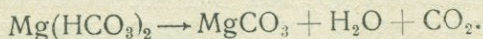
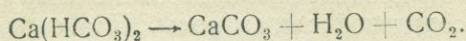
Метаморфизация вод

Видоизменение первоначального состава основных типов вод может происходить под влиянием различных процессов. Мы выделяем главнейшие из них: дегазацию, десульфатизацию и обмен катионов в поглощающем комплексе пород.

Дегазация вод. Газовые воды являются сложными подвижными системами; попадая в различные термодинамические условия, они быстро видоизменяют свой состав и молекулярное строение. В результате потери газа происходит выпадение солей. После нескольких часов стояния пробы углекислой воды, взятой при самоизливе, уже замечается уменьшение углекислоты, железа, гидрокарбоната, повышение рН. Такая метаморфизация наблюдается и в естественных условиях, при разгрузке напорных вод в аллювиальные отложения.

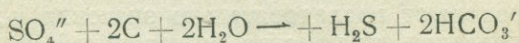
Процесс перехода гидрокарбонатов в нерастворимые карбонаты, при различной растворимости кальция и магния, может позволить установить степень метаморфизации по отношению $\frac{nMg}{rCa}$.

Процесс протекает по следующей схеме:



Десульфатизация. Огромное значение в видоизменении состава вод имеет процесс десульфатизации, происходящий в результате жизнедеятельности бактерий *Microspira (Spirillum) desulficans* (открытых Бейеринком в 1895 г.), редуцирующих сульфаты с образованием сероводорода в анаэробных условиях.

Процесс идет по следующей схеме:

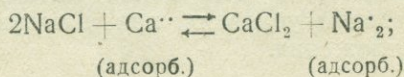


А. Н. Бунеев обращает внимание на то, что органическое вещество, служащее источником питания микроспир, материально участвует в процессе. Для образования 1 моля сероводорода требуется окисление двух молей углерода. Отсюда возникает необходимость достаточных запасов органического вещества, чтобы могло произойти образование высоких концентраций сероводорода. Это объясняет парагенез нефти и сероводородных вод. Например, для образования мацестинских вод требуются сотни тонн битума в год. Так как процесс жизнедеятельности ограничивается наличием или поступлением сульфатов, необходимо тщательно следить за изменением «коэффициента десульфатизации» $\frac{rSO_4}{rSO_4 + rCl}$, который обычно резко уменьшается при приближении к скоплениям битумов. Важно также установить, имеем ли мы дело с законченным процессом десульфатизации и сорбцией сероводорода породами с дальнейшим попаданием в газовую фазу или этот процесс происходит в настоящее время. Установлению степени завершенности процесса десульфатизации может помочь количественный подсчет бактерий.

Обмен катионов в поглощающем комплексе пород. Процесс обмена катионов весьма широко развит в природе и регулируется емкостью поглощения. Особенно быстро и активно процесс этот протекает в глинистых мелкодисперсных породах. Таким путем образовались большие массы сульфатно-натриевых (глауберовых), гидрокарбонатно-натриевых (содовых) и хлоридно-натриево-кальциевых («хлор-кальциевых») вод.

Схема реакций обмена катионов:

1) для хлоридно-натриево-кальциевых вод:



Пресные поверхностные воды, впервые проникающие в горизонты погребенных вод, прежде всего вызывают разбавление этих вод, не меняя их типа. Далее диффузный обмен ионов в негипсоносных карбонатных или песчаных породах приводит в течение длительного времени к повышению концентрации инфильтрационных вод, приближая их к исходному составу погребенных вод. Только в глинистых и гипсоносных породах по мере хода выщелачивания происходит метаморфизация вод. Однако реакционная способность плотных глин в коренном залегании, повидимому, очень мала.

Хлоридно-натриево-кальциевые воды нередко сопутствуют нефти; они возникают совершенно независимо от нее, но в ее присутствии приобретают своеобразные дополнительные черты: в воде появляются NH_4 , Br, J и другие компоненты.

Особое значение для выяснения физико-географических условий образования осадков и ионно-солевого комплекса пород имеет отношение $\frac{r\text{Br}}{r\text{Cl}}$, остающееся до начала кристаллизации устойчивым и близким к океаническому (0,0015). Если окажется, что это отношение в минеральной воде близко к океаническому, можно считать, что в породах сохранился нерасчлененный морской комплекс погребенной воды, если же оно сильно отличается, вследствие дробной кристаллизации солей, то это уже является признаком наличия залежей солей.

А. П. Виноградов [13] рекомендует пользоваться обратным отношением $\frac{\text{Cl}}{\text{Br}}$ или, иначе говоря, х л о р - б р о м н ы м коэффициентом. Последний коэффициент позволяет разделить подземные воды на следующие производные: а) от нормальной морской воды с $\frac{\text{Cl}}{\text{Br}} = 300$, б) от остаточной рапы морских озер с $\frac{\text{Cl}}{\text{Br}} < 300$ и в) от растворов отложения NaCl с $\frac{\text{Cl}}{\text{Br}} > 300$.

Коэффициент метаморфизации. Н. С. Курнаковым введено понятие о коэффициенте метаморфизации для выяснения процесса постепенного старения озер, отделившихся от моря и все более и более усыхающих и заиляющихся.

Морская вода в подобном озере подвергается испарению и начиная с некоторой величины критической концентрации будет терять Ca, выпадающий в виде CaCO_3 и $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. В результате изменятся условия равновесия воды и придонного ила. Кальций, который был адсорбирован илом, наравне с натрием и магнием, вытесняется из него в раствор и осаждается в виде $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, а его место в иле займут Mg^{++} и Na^+ . Коэффициент метаморфизации, по Курнакову, представляет отношение $\frac{\text{MgSO}_4}{\text{MgCl}_2}$. Это отношение в озерной воде постепенно уменьшается, так как общая убыль SO_4^{--} из раствора будет пропорциональна сумме эквивалентов адсорбированных Na^+ и Mg^{++} , убыль же магния отвечает количеству одного магния, пошедшего на вытеснение кальция.

Потеряв весь $MgSO_4$ и накопив $MgCl_2$, озеро переходит в стадию хлор-магниевого бассейна. Общее количество хлористого магния не может превосходить то его количество, которое было в морской воде, т. е. отношение $\frac{MgCl_2}{NaCl}$ должно быть одинаковым и в море и в хлор-магниевом озере. С. А. Щукарев, производивший интересные исследования грязевых озер [53], отмечает, что это отношение может быть и выше, чем в море, так как вследствие адсорбции натрия количество $NaCl$ уменьшается, а часть $MgSO_4$, эквивалентная убыли натрия, переходит в $MgCl_2$. При заилинии озер, уже лишенных всего $MgSO_4$, вследствие обменно-адсорбционного вытеснения кальция натрием и магнием, появляется в озере хлористый кальций ($CaCl_2$).

Всего имеется пять типов водоемов.

Первый тип — полуизолированные от моря водоемы, заливы или озера, периодические или непрерывно пополняющиеся морской водой. Отношение $\frac{MgSO_4}{MgCl_2} = 0,4-0,8$, т. е. близко к отношению, типичному для морей и океанов (в океанической воде 0,43—0,5, в воде Черного моря 0,58). Н. С. Курнаков называет подобные растворы «растворами I класса». Примером может служить Сакское озеро у Евпатории в Крыму.

Второй тип — континентальные озера, богатые хлоридами, вода которых относится к растворам II класса. Эта вода обогащается кальцием, сносимым с суши; в результате взаимодействия с сульфатом магния образуется доломит, выпадающий в осадке; ионы SO_4^{2-} , связываясь с Ca^{2+} , также уходят из раствора. Реакция происходит по схеме: $2Ca(HCO_3)_2 + MgSO_4 \rightleftharpoons CaMg(CO_3)_2 + CaSO_4 \cdot 2H_2O + 2CO_2$. Коэффициент метаморфизации $\frac{MgSO_4}{MgCl_2} = 0$.

Для водоемов второго типа характерно появление $CaCl_2$. Отношение $\frac{MgCl_2}{CaCl_2} = 1$, т. е. близко к отношению в нормальной морской воде. Чем дальше идет процесс метаморфизации, тем больше будет получаться $CaCl_2$.

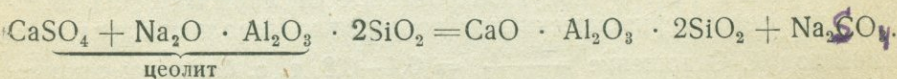
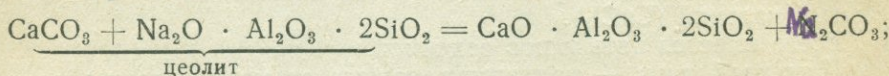
Примеры водоемов второго типа — одесские лиманы, многие озера Крыма, в том числе озера перекопской группы, Баскунчак, Эльтон и др.

Третий тип — водоемы с избытком сульфатов в растворе. Коэффициент метаморфизации растворов $\frac{MgSO_4}{MgCl_2} > 1$ (до бесконечности). Пример — Каспийское море и другие водоемы, обычно расположенные в бессточных пустынных областях. В подобных водоемах, в зависимости от состава и концентрации рапы, устанавливается равновесие между солями, нарушающееся при изменении температуры. Реакция происходит по схеме $MgSO_4 + NaCl \rightleftharpoons MgCl_2 + Na_2SO_4$. При понижении температуры реакция идет слева направо и приводит к образованию Na_2SO_4 — мирабилита, плохо растворяемого при низкой температуре. Поэтому обычно садка мирабилита происходит зимой (Кара-Богаз-гол). При повы-

шении температуры реакция идет в обратном направлении, приводит к растворению мирабилита и может привести при достаточной концентрации к выпадению NaCl.

Четвертый тип, по Курнакову, — содовые озера. Для районов изверженных пород вообще характерно появление гидрокарбонатно-натриевых вод, которые могут образоваться в результате выщелачивания первичных минералов в условиях сухого климата. Происходит процесс, сходный с искусственным смягчением жесткости вод с помощью пермутита, заключающийся в катионном обмене между водами, содержащими Ca⁺⁺, и натриевыми силикатами.

Схема процесса:



Широко распространены процессы образования соды, идущие непосредственно в озерах и связанные с обменом катионов Ca⁺⁺ и Na⁺ в поглощающем комплексе донных илов, насыщенных ионами натрия. В образовании соды участвуют и биохимические факторы (процесс десульфатизации).

Водоемы пятого типа содержат бораты. Борные соединения могут образовываться в различных случаях, например: а) в вулканических эксгаляциях — в газах соффиони и фумарол присутствует В₂О₃ в количестве до 0,5%; высокое содержание бора отмечено в горячих водах вулкана Узон на Камчатке — В(ОН₃) до 141,2 мг/л; б) за счет разложения первичных боросиликатов — дадолита, турмалина и др.; в) при выщелачивании морских солей или концентрирования погребенных морских вод, часто встречающихся в районах нефтяных месторождений.

Накопление боратов известно в сопочных, грязях Керченско-Таманской области. В результате концентрирования сопочных вод в иловом комплексе происходит образование корок буры и боронатрокальцита (Булганакская группа сопок).

Обогащение микроэлементами

Даже небольшие содержания в воде биологически активных элементов, какими являются иод, бром, мышьяк, фтор, литий, железо и др., заставляют с особым вниманием отнестись к минеральной воде и с бальнеологической и с геохимической точек зрения, так как изучение этих элементов позволяет глубже понимать особенности воды и условия ее образования. Наиболее интересны работы в области изучения рассеянных элементов, называемых обычно микроэлементами, принадлежат биогеохимической лаборатории им. акад. В. И. Вернадского. В статьях руководителя этой лаборатории А. П. Виноградова [11, 12] рассмотрены вопросы миграции и накопления иода и других рассеянных элементов. Микро-

элементы в водах нефтяных месторождений Апшерона изучались геохимиком В. Т. Малышек [33]. Ранее, в период господства ювенильной теории присутствие этих элементов считалось признаком, подтверждающим связь минеральных вод с магматическими процессами. Новейшие же исследования показывают, что в появлении минеральных вод, обогащенных микроэлементами, морская вода и процессы, протекающие в коре выветривания играют огромную роль.

Весьма характерно, что особенно богаты иодом придонные морские водоросли. Свойства иода связаны со строением его атомов, которые в ряду галогенов в окислительно-восстановительных условиях земной поверхности легко окисляются до свободного иода. Иод содержится в водах многих нефтяных месторождений. По А. П. Виноградову [11] «процесс иодонакопления, аккумуляция иода илами, вероятно, и есть первопричина появления иодо-бромных вод». Исследование морских илов показало, что наибольшее количество иода содержится в тонкодисперсных илах, богатых органическим веществом. Это свидетельствует о том, что накопление его в осадках связано с адсорбцией не минеральной коллоидной частью осадка, а органическим веществом. Наблюдаемая закономерность, повидимому, свойственна и другим микроэлементам.

Микроэлементы после отмирания организмов, в которых они накапливаются, способны вновь десорбироваться в анаэробных условиях разложения. Последний процесс сопровождается переходом их в легко растворимую форму, в которой они и находятся в подземных водах. Появление ионов иода и брома в минеральных водах служит прямым указанием на большую роль вод морского происхождения. Ввиду легкой растворимости иодидов, можно предполагать наличие значительных количеств их в морских погребенных водах, а не в «водах выщелачивания». Иодо-бромные воды обычно приурочены к участкам разрушающихся или уже разрушенных нефтяных залежей.

Месторождения иодо-бромных вод имеются в Южном Дагестане, где были получены эффектные фонтаны горячей воды со средним содержанием иода 12 мг/л, брома 175 мг/л, в Азербайджане (Нефте-Чала), где эксплуатируются воды с высокими показателями: иода 45—48 мг/л, брома 308—409 мг/л. Подобные же воды встречаются в Туркмении (о. Челекен и др.) и Западном Узбекистане (Уч-Кызыл). В углекислых солено-щелочных водах на курорте Ессентуки иода содержится всего 1 мг/л, а брома — 5 мг/л. Высокое содержание иода (41,1 мг/л) отмечено в соленом источнике Иоганна на курорте Галь в верхней Австрии и в источнике Говора в Румынии (по 204 мг/л).

Другой галоген — фтор — также аккумулируется живым веществом, но накопление его происходит в виде трудно растворимого соединения — фторида кальция. Фтор (F') обнаружен в водах Карлсбада (2—3 мг/л), Виши (7,6 мг/л) и Аахена (до 31,8 мг/л).

Ванадий, никель и медь накапливаются одновременно и в органическом и в глинистом веществе и не дают форм, перехо-

дящих вновь в раствор при разложении органического вещества в анаэробных условиях. Фосфаты также не дают легко растворимых соединений в присутствии двухвалентных катионов, и данных о распространении PH_3 весьма мало. Никель встречается в водах коры выветривания ультраосновных пород — серпентинитов.

Спектральным анализом можно установить обогащение минеральных вод литием и тяжелыми металлами на участках, где подземные воды, обладающие агрессивными свойствами, омывают месторождения этих металлов или породы, заключающие литий. Например, Е. В. Посохов, С. К. Калинин [60] методом сопоставления со спектром искусственно приготовленных стандартов выяснили важные закономерности формирования термальных вод Восточного Казахстана и Узбекистана. На основе определения лития в водах было выделено 3 группы источников: 1) с содержанием лития около 0,1% — Паркентский источник; 2) с содержанием лития 0,05—0,01% — Рахмановский, Копал-Арасанский, Алма-Арасанский источник; 3) с содержанием лития 0,01—0,005% — источники Ой-Сазский и Тастын-Терекский. В холодных водах литий не был обнаружен.

Из заграничных минеральных источников, наиболее богатых литием, можно отметить рассольный источник Зальцмаджоре (122 мг/л), глауберовый источник во Францисбаде (100 мг/л) источник Маделен в Вальсе (61,8 мг/л), Наугейм (9 мг/л).

Наблюдениями последних лет было выяснено, что мышьяком богаты осадки дна эстуарии приконтинентальных морей или области шельфа моря. Сложную миграцию претерпевает мышьяк в районах сульфидных месторождений. Исключительно высокое содержание мышьяка (17 мг/л, обнаружено в углекислых хлоридно-гидрокарбонатно-натриевых водах Джульфы (Нахичеванская автономная область). Воды эти приурочены к эоценовым мергелям, смятым в складки и разбитым трещинами. В некоторых трещинах около источника были встречены жилы реальгара и аурипигмента.

Наиболее яркими представителями вод, обогащенных железом, являются марциальные холодные воды Карелии. Исследования этих вод показали, что они связаны с корой выветривания пиритизированных сланцев. Пириты, несомненно, являются первоисточником железа в минеральных водах. Физико-химические исследования марциальных вод (Е. В. Ренгартен и др.) позволили выделить две группы вод, богатых железом: 1) гидрокарбонатные, с содержанием железа 10—50 мг/л и лишь в исключительных случаях до 100 мг/л чисто железистые воды с количеством ионов железа не менее 25 мг-экв % называют стальными), и 2) купоросные воды. В последних водах количество миллиграмм-эквивалентов железа превышает число миллиграмм-эквивалентов гидрокарбонатов. Содержание железа в купоросных водах может достигать нескольких граммов на 1 л и присутствовать как в закисной, так и в окисной форме.

Весьма своеобразным типом железисто-мышьяковых вод являются воды Южного Тироля—Ронченко, с содержанием мышьяка око-

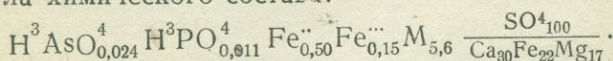
до 40 мг/л, и Левико, с содержанием мышьяка 4,5 мг/л. В СССР представителями этих вод являются воды Зуби в Грузии (табл. 9). Воды Зуби приурочены к коре выветривания порфиритового массива, обогащенного железистыми и мышьяковыми соединениями.

Таблица 9

Химический состав железисто-мышьяковой воды купоросного типа
Зуби (Грузия) $pH_{17} = 2,2$

В 1 литре	г	мг-экв	мг-экв ⁰ / ₀
Водород Н	—	6,30	7,68
Аммоний NH ₄ ⁺	0,0036	0,20	0,24
Калий К	0,0219	0,56	0,68
Натрий Na	0,0052	0,23	0,28
Магний Mg	0,1652	13,58	16,55
Алюминий Al	0,1264	14,06	17,14
Кальций Ca	0,4858	24,25	29,56
Железо двухвалентное Fe	0,4995	17,88	21,79
Железо трехвалентное Fe	0,1527	8,21	10,01
Стронций Sr	0,0204	0,47	0,57
Титан, марганец, медь Ti, Mn, Cu	Нет	—	—
			100%
Нитрат NO ₃ ⁻	Нет	—	—
Гидрофосфат H ₂ PO ₄ ⁻	0,0065	0,067	0,08
Сульфат SO ₄ ²⁻	3,9343	81,91	99,83
Хлор Cl ⁻	Нет	—	—
Гидроарсенат H ₂ AsO ₄ ⁻	0,0103	0,073	0,05
		82,05	100%
Недиссоциированные молекулы			
Свободная углекислота CO ₂	Нет	—	—
Кремневая кислота H ₂ SiO ₃	0,1221	—	—
Фосфорная кислота H ₃ PO ₄	0,0048	—	—
Мышьяковая кислота H ₃ AsO ₄	0,0131	—	—
	5,5744	—	—

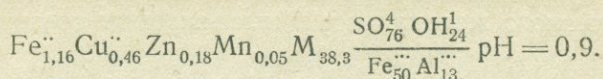
Формула химического состава:



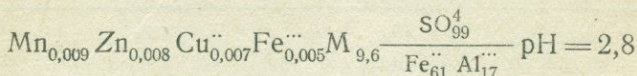
Воды купоросного типа с высоким содержанием тяжелых металлов и крайне низким pH могут быть встречены в зоне окисления сульфидных месторождений. За границей эти воды называются витриоловыми. Рудничные воды сульфидных месторождений СССР изучались Н. И. Хитаровым и Е. П. Муликовской [91]. Ниже мы приводим формулы химического состава рудничных вод

Карабашского и Блявинского меднорудных месторождений на Урале.

Карабашская группа, Ворошиловский рудник, глубина 268 м.



Блявинское месторождение, скважина № 47, глубина 135 м:



Изучение рудничных вод представляет большой научный и практический интерес с точки зрения оценки окисленной зоны месторождений, а также использования этих вод как дополнительных источников металла. По подсчетам Н. И. Хитарова из рудничных вод Блявы путем осаждения можно получить в час 10 кг меди. Огромные убытки причиняют рудникам коррозионные воздействия этих вод. Вместе с тем эти воды имеют бальнеологическое значение.

Глава III

ГАЗОВЫЙ СОСТАВ МИНЕРАЛЬНЫХ ВОД

Газы, заключенные в минеральных водах и свободно выделяющиеся, имеют большое значение при оценке лечебных свойств воды. Наиболее характерные и ценные типы минеральных вод — углекислые, сероводородные и радиоактивные — являются газовыми водами.

Классификация природных газов

Все природные воды представляют собой газовые растворы, и с этой точки зрения газы являются лучшими показателями геохимического режима района.

На огромную роль природных газов обратил внимание В. И. Вернадский [8]: «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 очень определенные и немногочисленные». В своем докладе в Минералогическом обществе в 1929 г. он выделил шесть основных классов природных вод: 1) кислородные, 2) углекислые, 3) азотные, 4) метановые, 5) сероводородные, 6) водородные.

Весьма плодотворная попытка систематизации материалов по геохимии природных газов принадлежит В. В. Белоусову [2], который использовал многочисленные данные, полученные в процессе изучения свободно выделяющихся природных газов. Генетическая классификация газов, предложенная В. В. Белоусовым, приводится в табл. 10.

Происхождение природных газов

Основными газами в минеральных водах являются: а) газы воздушного происхождения, б) газы биохимического происхождения, в) газы метаморфического происхождения. Газы радиоактивного происхождения (гелий, радон) сопровождают газы любых типов.

Схема классификации природных газов
(по В. В. Белоусову)

Тип	Химический состав
А. Газы биохимического происхождения Образуются в процессе разложения микроорганизмами органических веществ и минеральных солей	CH_4 , CO_2 , тяжелые углеводороды, N_2 , H_2S , H_2 , O_2
Б. Газы воздушного происхождения Образуются в результате проникновения в литосферу атмосферного воздуха	N_2 , O_2 , инертные газы
В. Газы химического происхождения а) Газы метаморфического происхождения. Образуются в результате воздействия на горные породы высоких температур и давления б) Газы природных химических реакций, происходящих при нормальных температурах и давлении	CO_2 , H_2S , H_2 , CH_4 , CO , N_2 , HCl , HF , NH_3 , $\text{B}(\text{OH})_3$, SO_2 Сульфиды, Cl , S , хлориды, CO_2 и, возможно, некоторые другие (?)
Г. Газы радиоактивного происхождения	He , эманация Ra и Th

Газы воздушного происхождения (азот N_2 , кислород O_2 , инертные газы). Эти газы появляются в водах при наличии благоприятных геологических условий, позволяющих воздуху проникать в глубь горных пород. Проникновение растворенного в воде воздуха в поры и трещины пород является распространенным процессом. Особо благоприятные условия создаются при наличии закарстованных известняков, гранитных массивов, разбитых трещинами и сбросами, и т. д.; такие условия имеют место во многих районах Тянь-Шаня, Западного Забайкалья, Пиренеев и в других областях, богатых азотными термальными водами. Теория Готье объясняет образование азота и термальных вод глубинными процессами, связанными с действием раскаленной магмы; последующие опыты по изучению газов, выделяемых из горных пород при нагревании этого не подтвердили.

Следует отметить, что в природе, в зоне вулканических очагов, распределение газовых струй весьма сложное и зависит от местных геологических особенностей; наблюдаемые (Ш. Муре и А. Лепан) в азотных газах терм количественные соотношения между инертными газами (кроме гелия) и азотом близки к тем же соотношениям, которые известны для воздуха. Отношение аргона к азоту в воздухе равно 0,0118 или, в процентном выражении 1,18%¹.

¹ Под аргоном здесь понимается сумма тяжелых инертных газов ($\text{Ar} + \text{Kr} + \text{Xe}$). Сумма азота и инертных газов называется «сырым» азотом, который и входит в расчет, как просто азот.

Таким образом по отношению

$$a = \frac{Ar(\text{газ}) \cdot 100}{N_2(\text{газ}) \cdot 1,18}$$

можно определить, весь ли азот в газе воздушного происхождения ($a = 1$), или присутствуют и примеси азота биогенного происхождения при наличии «безаргонового» азота ($a < 1$).

Большинство термальных источников выделяет азот воздушного происхождения (a близко к 1) (табл. 11).

Таблица 11

Газовый состав азотных терм Тянь-Шаня, Алтая и Забайкалья

Источник	Азот + редкие газы N_2	Ar + Kr + Xe	a	Примечание
Джеты-Огуз	98,7	1,186	1,0	По Прочухану
Ак-су	99,7	1,740	1,5	"
Копал-Арасан	100,0	1,213	1,0	"
Обигарм	97,4	1,116	1,0	"
Белокуриха	100,0	1,188	1,0	По Нехорошеву
Абакан	97,5	1,352	1,2	"
Питателевский	98,1	1,233	1,0	По Денгину
Сейюйский	98,6	1,411	1,2	"

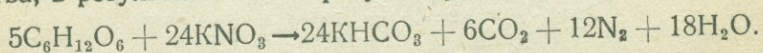
Газовый дебит азотных терм весьма мал и составляет ничтожную часть дебита воды. При этих условиях достаточно небольшого увеличения дебита, чтобы весь выделяющийся газ оказался растворенным.

Газы биохимического происхождения (метан CH_4 , углекислота CO_2 , тяжелые углеводороды, азот, сероводород, водород H_2S , кислород O_2). Эти газы являются продуктом биохимических процессов и связаны с микробиологической деятельностью. Природные газы данной группы во многих случаях ассоциируются с нефтью и углем, но они формируются в самых разнообразных геологических условиях при наличии органического вещества, вне зависимости от угле- и нефтеобразования. Присутствие нефти лишь вызывает появление в газах тяжелых углеводородов, что свидетельствует о специализации общего процесса разложения органического вещества.

Микробиологические исследования (В. Омелянского, В. Бейеринка, Е. Бастэна, Т. Л. Гинзбург-Карагичевой, А. П. Афанасьевой) показали, что брожение органического вещества в анаэробных условиях приводит к образованию газов группы метана, сопровождаемых всегда углекислотой. Наибольшим распространением пользуется процесс разложения клетчатки растительных организмов. Процесс этот может происходить при слабом доступе кислорода, как в почвах, в иле, на дне водоемов, т. е. в сравнительно поверхност-

ных условиях, так и на глубинах более 1000 м, где пласты горных пород также населены микрофлорой. Весьма широко распространенным процессом, особенно в районах нефтяных месторождений, является восстановление сульфатов и образование сероводорода в результате действия десульфурierenden бактерий. Благодаря легкой растворимости сероводорода в воде и неустойчивости в поверхностных условиях он образует лишь примеси, хотя общее количество его, несомненно, велико.

Кроме возбудителей метанового и водородного брожения и десульфуризаторов, громадную роль играют микробы денитрификаторы, которые разлагают нитраты с выделением свободного азота и образованием аммиака. За счет освобождаемого при реакциях восстановления кислорода происходит окисление органического вещества, в результате чего образуется углекислый газ и вода:



Путем такого медленного сжигания органического вещества микробы получают необходимую им энергию¹.

Следует подчеркнуть, что восстановительная деятельность десульфурierenden бактерий развивается при нормальной температуре, но оптимально при температуре 40—50°C и при концентрации хлористого натрия до 180 г/л (лучше при 20—70 г).

Разложение нитратов денитрификаторами происходит при температуре 65—70°C, причем микробы эти были обнаружены при общей минерализации воды около 300 г/л. Наиболее устойчивы к высоким температурам (до 100°C) микробы, вызывающие брожение органического вещества с выделением горючих газов.

При биохимических реакциях выделяется кислород, который немедленно расходуется на окисление органического углерода. Поэтому примеси его, отмечаемые при анализах, обычно объясняются загрязнением газовой струи воздухом, за исключением отдельных случаев, когда он выделяется водными растениями в процессе фотосинтеза.

При оценке роли микробов в формировании минеральных вод определенного гидрохимического типа (например сероводородных) необходимо поставить изучение скорости восстановительных процессов, выделить различные типы микробов и произвести их количественную оценку. Это позволит ответить и на вопросы об учете запасов исходного материала, органических веществ, законченности или незаконченности процесса, о примесях поверхностных вод и т. д.

Газы метаморфического происхождения. Углекислота CO₂, сероводород H₂S, водород H₂, метан CH₄ окись углерода CO, азот N₂, а также HCl, HF, NH₃, B(OH)₃, SO₂.

Газы эти выделяются из горных пород при воздействии на них

¹ В опытах Желена при разложении животных организмов выделилось значительно больше азота, чем при разложении растений; присутствие солей радия усиливало процесс.

высоких температур. Это объясняет то обстоятельство, что региональное развитие газов метаморфического происхождения приурочено к сложно тектонически построенным областям с наличием вулканизма.

Газы вулканических струй могут быть:

а) магматические, выделяющиеся из расплавленной магмы,

б) поглощенные магмой в результате переплавления окружающих пород,

в) возникающие в результате подмешивания воздуха или воды к вулканическим струям.

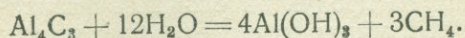
Несмотря на трудность изучения газов, выделяемых в вулканических жерлах (высокая температура), в настоящее время установлено, что в вулканических газовых струях имеется два типа газов: «свободные» — CO_2 , CO , CH_4 , N_2 , H_2S и H_2O , «кислые» — Cl , HCl , HF , S , SO_2 и сульфиды, $\text{V}(\text{OH})_3$, NH_3 , а также хлориды и фториды некоторых металлов.

Углекислота наблюдается в менее горячих струях и характеризует моффетовую стадию деятельности вулканического очага (в областях угасающей вулканической деятельности).

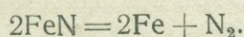
Оксись углерода образуется в результате восстановления двуокиси углерода действием закисных солей железа, металлического железа или водорода (при $t > 400^\circ\text{C}$):



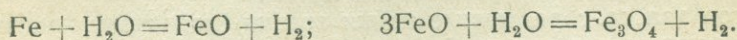
Метан может образоваться при действии воды на карбиды металлов:



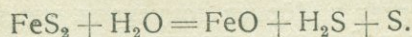
Азот может происходить из металлических нитридов:



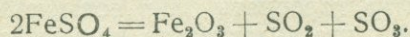
Водород образуется в результате действия водяного пара на железо и его соли (при $t = 500^\circ\text{C}$):



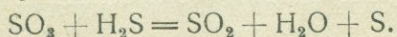
При разложении пирита нагреванием в присутствии водяного пара может образоваться сероводород по следующей схеме:



Двуокись серы выделяется из некоторых пиритонесных пород при нагревании. В результате окисления пирит переходит в сульфат железа, который и разлагается при нагревании:



Тройная окись серы восстанавливается в двуокись действием сероводорода, водорода, закисного железа или серы:



По опытам американского геохимика Р. Чемберлена (1908 г.), глубинные породы выделяют газы, в которых углекислота и водород играют почти одинаковую роль. В породах поверхностных участков земной коры углекислота превалирует. Мелкозернистые породы выделяют при нагревании больше газа, чем породы грубозернистые. Первым и наиболее быстро выделяется углекислый газ в сопровождении сероводорода (при 360°C он составляет 93% объема газа, при отсутствии водорода). При возрастании температуры за углекислым газом следует окись углерода. При наиболее высоких температурах выделяется водород и метан. Азот выделяется труднее всех других газов, требуя для своего выделения значительного времени и очень высокой температуры. При температурах ниже 400—450°C породы не выделяют сколько-нибудь значительных количеств газа. Приводим данные о выделении газов (в %) из гнейса при различной температуре (по Чемберлену):

t°C	360	448	540	600	800	850
CO ₂	93,7	37,5	27,0	13,6	19,3	0,0
CO	6,3	4,2	2,4	2,3	2,8	1,1
CH ₄	0,0	25,0	1,8	2,5	2,1	3,4
H ₂	0,0	33,3	68,8	81,6	75,8	95,5

По Делкескампу [17] «углекислота в природе получается или непосредственно вследствие выделения вулканических очагов, или же является одним из продуктов сложных физико-химических явлений, известных под общим понятием выветривания. Происхождение углекислоты в последнем случае тесно связано с процессами, имеющими место близ земной поверхности».

Углекислота вадозного происхождения может возникать тремя путями: 1) «из углекислого содержания атмосферы», 2) органическим путем из бурого угля, торфа, болот и 3) из известняка, откуда она выделяется химическим путем.

Автор излагает различные точки зрения, подтверждающие или опровергающие тот или иной путь образования углекислоты. Более подробно он рассматривает возможность образования углекислоты и известняка.

В частности Хергет и Дёринг допускали, что в Эмсе растворенный в воде воздух действует окисляюще на породы с FeCO₃, в результате чего освобождается углекислота по схеме 2FeCO₃ + O + 3H₂O = 2Fe(OH)₃ + 2CO₂. Кроме того, Хергет придавал значение в процессе образования углекислоты действию свободной кремневой кислоты на карбонаты при повышенной температуре. Бишоф также считал, что углекислота получается из глубоко залегающих известняков «или благодаря только теплу, или же благодаря действию теплой воды с кремневой кислотой». Интересно отметить, что в районе проявления углекислых струй в Италии

(Fumachie di Castel Nuovo) развиты мелкозернистые песчаники с мергелистым цементом, что позволяет автору связать образование углекислоты соффиони также с наличием карбонатов в породах. Бишоф полагал, что вулканическая деятельность одна не вызывает появление углекислоты, а только обуславливает ее истечение путем образования «трещин в породах».

К этой точке зрения присоединился Людвиг. В подтверждение приводится тот факт, что горячий соленый источник в Киссингене связан с доломитами цехштейна. Лепсиус таким же образом объяснил образование углекислых источников в Рейнской области у Эйфеля, в Артале и др. Разложение карбонатов с появлением углекислоты можно доказать простым опытом, нагревая породу. Разложение углекислой извести в закрытом пространстве происходит при температуре 530°C . Делкескамп дает и графическую схему этого процесса. Он видит лишь затруднения в необходимости больших залежей известняка на большой глубине; а между тем едва ли возможно предполагать под каждым вулканом и каждым кислым источником отложения известняка, тем более, что «в странах, где породы представлены древними гранитами, существование известняков неправдоподобно».

В заключение рассмотрения вопроса происхождения вадозной углекислоты Делкескамп делает следующий вывод: «Во всяком случае я не вижу возможности установить какой-нибудь один общий способ образования углекислоты. В каждом отдельном случае нужно основательно взвесить все условия».

Вопросами выделения углекислоты при процессах метаморфизма занимался в СССР Д. С. Коржинский. Он приводит 13 реакций, сопровождающих выделение CO_2 в метаморфической оболочке. Реакции эти обратимы и протекают при высоких температурах.

Д. С. Коржинский [28] обращает внимание на присутствие CO_2 при всех метаморфических процессах, совершенно независимо от наличия первичных карбонатных пород в метаморфизируемой толще. Анализ закономерностей минералогического состава метаморфизованных силикатных пород, находящихся вне всякого влияния карбонатных толщ, позволил автору встать на точку зрения глубинного происхождения углекислоты при метаморфизме. Углекислота, связанная с магматическим очагом магмой, присутствует во всех постмагматических растворах, вызывающих метаморфизм, в том числе и «региональный». Углекислота при метаморфизме всегда находится в избытке и ведет себя как «вполне подвижный» комплекс. Содержание углекислоты в растворе лимитируется внешним давлением, которое автор принимает равным нагрузке вышележащих пород, т. е. давление ее правильно возрастает с глубиной, а при определенной температуре и глубине поддерживается на постоянном уровне, независимом от локальных причин (например, наличие местной, вытесненной из пород углекислоты).

Д. С. Коржинский приходит к следующим выводам, важным для понимания закономерностей формирования углекислых струй: «1) всякий, даже самый глубинный метаморфический процесс за-

канчивается низкотемпературными явлениями, которые накладываются на высокотемпературные; 2) всякий метаморфический процесс совершается в присутствии водных растворов, содержащих ювенильную углекислоту.

Эти положения, полученные индуктивным путем, вряд ли могут быть объяснены иначе, как допущением, что всякий метаморфизм силикатных пород связан с магматическими явлениями и совершается под непосредственным воздействием магмы или постмагматических растворов».

Последнее положение согласуется с тем фактом, что все главнейшие области распространения углекислых вод совпадают с ареалом развития очагов молодого (третичного и четвертичного) вулканизма. Места же развития карбонатных толщ в зоне таких очагов являются лишь наиболее благоприятными участками для образования углекислых вод.

Закономерности распространения природных газов

Распределение природных газов различных типов подчиняется определенным геохимическим и геотектоническим закономерностям.

Газы метаморфического происхождения приурочены к областям интенсивной тектоники, сильной метаморфизации пород и молодой вулканической деятельности.

Возраст складчатости и процессов метаморфизма является одним из основных факторов в создании геохимического газового режима. В зонах древних складчатых сооружений (герцинских, каледонских) прекратили свое существование проявления метаморфических газов. Но ранее они, несомненно, были.

На периферии альпийской складчатой зоны приобретают широкое развитие газы биохимического и воздушного происхождения. В ряде мест наблюдается одновременное развитие газов биохимического и воздушного происхождения. Примером области сплошного развития газовых струй воздушного происхождения является Алтай и значительная часть Тянь-Шаня. В Ферганской долине наблюдается смешивание воздушных газовых струй с биохимическими. В Донбассе, Мелитополе, в Урало-Эмбенском районе, на Апшероне встречаются главным образом газы биохимического происхождения. Смешанные воздушно-биохимические газы наблюдаются на побережье оз. Байкал.

По мнению В. В. Белоусова [2] газопроявления на платформах резко различаются от газопоявлений складчатых сооружений тем, что здесь имеются лишь спорадические выходы газов. В отличие от развития «глубоких» газов в складчатых областях на платформах широко распространены «поверхностные» газы, не зависящие от внутреннего строения земной коры.

Н. И. Толстихин [87] выделяет две группы газовых вод: первая — холодные, газифицируемые углекислотой, вторая — термальные, газифицируемые азотом (рис. 7). Источники первой группы приурочены

к центральным частям альпийской складчатой зоны и к районам, непосредственно к ней тяготеющим. В районах развития азотных терм, по его мнению, имеются глубокие зияющие трещины, а углекислые воды приурочены к менее глубоким трещинам. Это произошло в результате того, что углекислота выделялась из магматической оболочки и переместилась в зону трещин гранитов во время альпийской складчатости. В настоящее время более молодые трещины достигли этой углекислой оболочки, вскрыли ее и углекислота выносится по ним, смешиваясь с подземными водами и минерализуя эти воды.

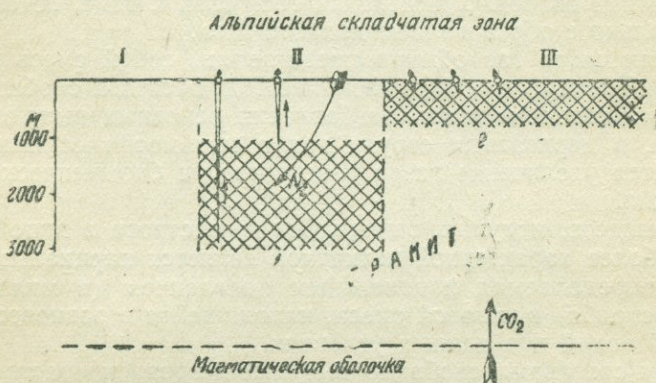


Рис. 7. Схема соотношения различных зон минеральных вод гранитных массивов (по Н. И. Толстихину).

I—платформа альпийской складчатой зоны; холодные пресные воды; II—зона нативных вод; характерны N_2 , Na, SO_4 , S; O_2 ; $t > 20^\circ C$; III—зона щелочно-земельных вод; характерны CO_2 , Ca, Mg, HCO_3 ; $t < 20^\circ C$ (большей частью).

1—зона глубокой циркуляции вод; 2—зона неглубокой циркуляции вод.

Описываемые схемы распределения газов должны быть уточнены. Это касается условий формирования и распространения углекислоты, которая чаще располагается не в срединных частях складчатых зон, а по периферии, в пределах герцинид, омоложенных альпийскими движениями. Различие в составе газов термальных источников не может быть объяснено различием магм, породивших эти газы (азот — кислая магма, углекислота — основная), так как азот большинства термальных вод имеет воздушное происхождение.

Свободно выделяющиеся и растворенные газы

При изучении газообразных составных частей минеральных вод следует различать спонтанные газы¹, которые в виде отдельных пузырьков различной величины спорадически или непрерывно

¹ Спонтанный — от французского термина „Spontané“ что означает «самостоятельный».

свободно выделяются из воды, и растворенные газы, которые заключены в растворе. Спонтанные газы, находясь первоначально под гидростатическим давлением, были на глубине растворены в воде. По мере подъема воды они постепенно переходят из поглощенного молекулярно-дисперсного через временное коллоидно-дисперсное в макроскопическое свободное состояние. Следовательно происхождение газа тесно связано с образованием воды и ее ионного состава, как и количество выделяемого газа с дебитом воды. В некоторых же случаях, когда имеются несколько горизонтов минеральных вод или залежи подземных газов, может происходить подмешивание свободно выделяющегося газа к воде, не связанной первоначально с образованием данного газа.

Выделяющийся газ обычно представляет собой смесь нескольких газов. Такие смешанные газы наблюдаются при сообщении нескольких комплексов и при разбавлении основных выходов воды. Например, в дериватных струях вод с метаморфическими газами наблюдается увеличение газов воздушного и биохимического происхождения.

Для веществ, могущих выделяться из раствора в виде молекул газа, наиболее характерной величиной является парциальная упругость p , определяемая парциальным давлением (в миллиметрах ртутного столба) в газовой смеси, находящейся в равновесии с минеральной водой при данных условиях.

Между составами свободно выделяющегося и растворенного водой газа наблюдается определенная закономерность, зависящая от степени поглощения газа. Коэффициентом поглощения α , или растворимости, называется объем газа (отнесенный к 0° и 760 мм давления), который поглощается 1 см³ воды при давлении в 1 атмосферу. Растворимость газа изменяется пропорционально давлению, и если 1 л воды растворяет 1000 α см³ газа, то при давлении P атмосфер он растворяет 1000 αP см³.

Допустим, что газовая смесь содержит p_1, p_2, p_3 объемов отдельных составных частей, тогда их парциальные давления относятся как $p_1 : p_2 : p_3$, а растворенные в воде объемы газов, как $\alpha_1 p_1 : \alpha_2 p_2 : \alpha_3 p_3$. Абсолютные количества каждого растворенного газа (G) можно найти путем умножения на постоянный фактор пропорциональности (K):

$$G_1 = \alpha_1 p_1 K; \quad G_2 = \alpha_2 p_2 K; \quad G_3 = \alpha_3 p_3 K,$$

откуда

$$\frac{G_1}{\alpha_1 p_1} = \frac{G_2}{\alpha_2 p_2} = \frac{G_3}{\alpha_3 p_3} = K,$$

т. е. для каждого растворенного в воде газа частное от деления объема растворенного газа на произведение из коэффициента поглощения на объем свободно выделяющегося газа того же наименования есть величина постоянная. Если G и p выражены в см³ при $t=0^\circ$ и давлении 760 мм, то K равно общему давлению в атмосферах (т. е. сумме парциальных давлений, под которым вода была насыщена газами).

Зная состав свободно выделяющегося из воды газа и коэффициенты поглощения отдельных его составных частей при температуре воды и давления в месте взятия пробы газа, можно теоретически определить ($G = a p K$) объемное количество каждой составной части газа, растворенного водой.

Чем выше коэффициент поглощения, тем больше та часть газа, которая поглощается водой из смеси выделяющихся газов. Ввиду высокого коэффициента поглощения для углекислоты ($K = 1,44$ при 10°C), даже в случае незначительного содержания ее в спонтанном газе, она обыкновенно превышает количественно все остальные газы. Азот даже в случае высокого содержания в свободном газе, отстает на задний план в растворенном. Коэффициенты поглощения CO_2 , O_2 и N_2 относятся друг к другу как 55 : 2 : 1.

В большинстве углекислых минеральных источников CO_2 содержится в растворенном виде в количестве более чем 1000 см^3 в 1 л.

Согласно формуле $G = a p K$, $p = \frac{G}{aK}$, где $G = 1000$,

a в среднем = 1,4, а $K = 1$ атмосфере, свободный газ должен содержать минимум 85% CO_2 . Действительно, в углекислых водах Большого и Малого Кавказа, Забайкалья и других районов свободный газ состоит главным образом из двуокиси углерода (82 — 99% CO_2). Для азота коэффициент поглощения $a = 0,017$, для метана — 0,038 при 13°C .

Приведем состав свободно выделяющихся газов (в процентах объема) некоторых минеральных источников Кавказа (табл. 12).

Таблица 12

Состав свободно выделяющихся газов в некоторых минеральных источниках Кавказа (в объемных процентах)

Наименование источника	Углекислота CO_2	Метан CH_4	Азот + редкие газы	Кислород O_2
Эссендуки № 17	96,33	2,5	1,03	0,13
Эссендуки, скв. № 262	45,60	26,32	28,08	—
Славяновский источник (Железноводск)	95,80	—	4,02	—
Провал (Пятигорск)	83,00	—	16,80	0,20
Брагуны (Грозный)	32,6	19,2	44,2	0,4
Талги (Дагестан)	4,7	41,3	31,4	2,2 +
Боржоми:				20,4 H_2S
Екатерининский источник	96,8	2,56	0,64	0,015
Евгеньевский источник	95,2	3,47	1,28	0,003
Источник № 1 } дериваты	84,4	11,4	4,2	0,015
Источник № 2 }	65,8	20,8	13,2	0,20

При изучении минеральных источников следует учитывать, что выходя на поверхность, только та вода газифицируется, в которой общее давление в растворенных в ней газах превышает атмосферное давление.

Когда общее давление газов в воде не достигает одной атмо-

сферы, полное содержание их определяется только растворенным газом, легко выделяемым кипением или выкачиванием в вакуум.

Состав газа при выделении изменяется не только в сторону обогащения теми газами, которые обладают наибольшей парциальной упругостью в растворе, но и теми, которые обладают наименьшим молекулярным весом и наибольшей скоростью диффузии.

Скорость диффузии газа из раствора в воздух выражается формулой:

$$V = (p_1 - p_2) K,$$

где V — количество газа, проходящего через единицу поверхности раздела в единицу времени;

p_1 и p_2 — упругости газа в воде и в воздухе;

K — коэффициент пропорциональности.

Следовательно, диффузия газа из воды в воздух происходит в том случае, если упругость газа в растворе превышает парциальное давление его в воздухе (концентрация сама по себе не играет роли). Например, в мацестинской воде N_2 всего 0,015 г/л, но парциальная упругость в воде равна 625 мм, а в воздухе 577 мм; в результате наблюдается интенсивный процесс диффузии азота в воздух [57].

Условия появления в жидкости пузырьков газа (спонтанное выделение) выражаются формулой:

$$[p_{CO_2} + p_{N_2} + p_{H_2O} + \dots + px] > B + h \frac{d_1}{d_0} + b,$$

где B — атмосферное давление;

h — столб жидкости над пузырьком;

d_1 — плотность жидкости;

d_0 — плотность ртути;

b — давление, создаваемое в пузырьке газа силами поверхностного натяжения.

Для появления в жидкости пузырьков газа совершенно не обязательно присутствие в растворе концентрации одного какого-то газа, превышающей его растворимость при данной температуре и атмосферном давлении: достаточно, чтобы сумма упругостей всех растворенных веществ, вместе с упругостью паров воды, превысила сумму давлений атмосферы, столба воды и сил поверхностного натяжения. Первые пузырьки образуются на некоторой глубине в растворе, в котором преобладает газ с наибольшей упругостью. По мере движения воды к поверхности размер пузырька увеличивается за счет уменьшения давления; состав пузырька непрерывно меняется под влиянием диффузии в него новых газовых молекул из окружающего раствора — в пузырьке повышается содержание того газа, молекулы которого обладают наибольшей скоростью диффузии в данных условиях. Чем позже образуется пузырек (чем ближе к поверхности), тем меньше его размеры. Пузырьки разного размера имеют

разный состав. Например, азотно-метановые газы дают более мелкие пузырьки, чем углекислые.

Изменение состава газового пузырька за счет диффузии в него газовых молекул тесно связано с дебитом воды.

Фактор активности газов:

$$fa_s = \frac{p_x}{p_w}$$

где p_x — парциальная упругость газа в данном растворе;
 p_w — парциальная упругость (при той же температуре и концентрации) в чистой воде.

Таким образом, высокоминерализованные воды могут содержать мало свободного газа, но присутствие солей обуславливает значительное понижение растворимости газа и упругость его может быть достаточно высока, что влияет на оценку физиологической активности данной воды.

Форма выражения анализов газа

Состав растворенных и свободных газов некоторых типичных вод представлен в таблицах 13 и 14.

Результаты исследования при полной газовой характеристике воды должны выражаться по следующей форме:

а) состав свободно выделяющегося газа в объемных процентах;

б) полное содержание отдельных газов в растворе до начала газоотделения в миллилитрах (при 0°C и давлении 0,760 мм) на 1 л воды. В расчет этого содержания входит как свободно выделяющийся вблизи поверхности газ, так и газ, остающийся в растворе;

в) полное содержание отдельных газов в растворе до начала газоотделения в объемных процентах к общему содержанию газов.

Кроме того, полное содержание таких газов, как CO_2 и H_2S удобно выразить в принятой весовой форме в граммах на 1 л. Все эти расчеты возможно провести лишь в тех случаях, когда условия выхода воды допускают измерение отношения:

$$\frac{\text{дебит газа}}{\text{дебит воды}}$$

Соотношение газового и химического состава вод

Химический состав минеральных вод в той или иной мере связан с составом газов, выделяющихся вместе с водами. Так, например, для поверхностных грунтовых вод (гидрокарбонатных, горьких сульфатных) свойственны азотно-кислородные газы. Гидрокарбонатно-хлоридные воды могут быть насыщены как азотно-метановыми газами, так и углекисло-метановыми, что может в ряде случаев указывать на происхождение воды. Гидрокарбонатные воды повышенной минерализации по сравнению с пресными вода-

Содержание растворенных и свободно выделяющихся газов в водах КМВ
(по А. Н. Бунееву, 1938 г.)

Источники	Содержание растворенных газов в мл					Свободно выделяющиеся газы в мл на 1 л воды				
	H ₂ S	CO ₂	O ₂	CH ₄	N ₂	H ₂ S	CO ₂	O ₂	CH ₄	N ₂
Кугоморский	10,59	41,86	—	—	32,6	0,02	0,07	—	1,00	5,18
Лысогорский	—	44,12	—	—	24,23	—	0,17	—	—	3,86
Скв. № 4 на Малом Там- букане	—	85,53	—	29,90	34,49	—	0,02	0,01	0,52	0,26
Баталинский	—	28,5	4,27	4,65	49,48	—	—	—	—	—
Кисловодск	—	998,8	—	—	2,36	+	722,19	0,58	—	7,23
Скв. № 8	—	1129,0	—	—	—	+	1334,0	2,31	—	9,79
Скв. № 16	—	884,3	—	—	—	+	644,41	—	—	8,91
Скв. № 11	—	1024,0	—	—	—	—	641,94	0,33	—	7,74
Скв. № 12	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Финкгейзеровский	—	—	4,13	—	8,20	—	—	—	—	—
Пятигорск	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Красноармейский № 3	—	770,2	1,31	—	5,12	—	9,19	2,00	—	7,44

- Примечания: 1. Кислород, CO₂ своб. и H₂S определены в растворе обычным методом гидрохимии, метан же и азот — газометрически.
2. В воде Лысогорского источника CO₂ содержится почти в 2 раза больше, чем N₂, но выделяющийся свободный газ в основном состоит из азота.
3. Для кисловодских нарзанов характерно то, что большие количества выделяющейся углекислоты выгоняют из раствора весь кислород и азот.
4. Ряд источников значительно перенасыщен азотом.
5. Баталинский источник содержит метан, причем в большем количестве, чем Кугоморский источник, хотя свободных газов и не выделяет.
6. Кислород в воде Баталинского источника появился, повидимому, в результате примеси воздуха в пробе из каптажной трубки, по которой вода шла неполным сечением.

Содержание свободно выделяющегося и растворенного
газа в водах Мацесты и Агуры

(по А. Н. Бунееву)

Источник	Старая Мацеста скв. № 14				Агура скв. № 7				Агура скв. № 9			
	H ₂ S	CO ₂	CH ₄	N ₂	H ₂ S	CO ₂	CH ₄	N ₂	H ₂ S	CO ₂	CH ₄	N ₂
Газ в мл на 1 л												
Свободно выделяющийся	0,2	0,7	6,9	9,6	0,1	0,6	4,2	9,6	0,1	0,4	2,9	5,1
Растворенный	34,7	34,3	9,8	48,5	33,3	45,6	17,7	33,2	30,5	36,5	7,7	30,0
Общее содержание газа (в см ³ на 1 л)	34,9	35,0	16,7	58,1	33,4	46,2	21,9	42,8	30,6	36,9	10,6	35,1
Состав общего газа в воде на глубине (в %)	24,1	24,2	11,6	40,1	23,1	32,0	15,2	29,7	27,0	32,6	9,4	31,0
Состав свободно выделяющегося на поверхности газа (в процентах объема) ¹	1,0	3,9	39,9	55,2	0,9	4,4	28,6	66,1	0,6	4,5	34,7	60,2
В граммах на 1 л												
H ₂ S всего	0,118	—	—	—	0,090	—	—	—	0,089	—	—	—
CO ₂ общ.	—	0,327	—	—	—	0,343	—	—	—	0,331	—	—

¹ Без учета кислых газов (H₂S + CO₂) и паров воды.

Схема гидрогеохимической классификации минеральных вод

Группы вод по химическому составу	Газовый состав			Основной тип воды	Производный тип и разновидности	Специфические особенности и примеры
	Воздушн. N ₂ , O ₂	Биохи-мич. CH ₄ , H ₂ S	Мета-морф. CO ₂			
I Гидрокарбонатные	1 →			Пресные гидрокарбонатно-кальциевые воды	Гидрокарбонатно-кальцево-натриевые воды в районах изверженных пород	Неглубокие грунтовые воды. pH = 7 или < 7. Обогащены железом
HCO ₃ '—Ca ⁺⁺		2 →		Слабо сульфидные гидрокарбонатно-натриевые воды	Гидрокарбонатно-сульфатные воды сложного состава	Воды флишевых отложений с HS'
(С обменом катиона Ca ⁺⁺ на Na ⁺)			3 →	Углекислые гидрокарбонатно-кальциевые воды (типа нарзана Центрального Кавказа)	Углекислые гидрокарбонатно-натриевые воды (типа Боржоми)	Во многих нарзанах повышенное содержание железа
II Сульфатные	4 →			Жесткие сульфатно-кальциевые воды	Горькие сульфатно-кальцево-магниево-натриевые воды	Грунтовые горькие воды типа Баталинского источника
SO ₄ '—Ca ⁺⁺		5 →		Сероводородные сульфатно-кальциевые воды	Сульфатно-натриевые воды (глауберовые)	Содержание H ₂ S и хлоридов натрия возрастает в зонах контакта с битуминозными толщами
(С обменом катиона Ca ⁺⁺ на Na ⁺)			6 →	Углекислые сульфатно-кальциевые воды	Углекислые гидрокарбонатные сульфатно-кальцево-магниево-натриевые	Нарзаны Кисловодска с наличием Ra
III Хлоридные	7 →			Азотные хлоридно-натриевые термы	Азотные-хлоридно-гидрокарбонатные сульфатно-кальцево-натриевые термы	Азотные гидросульфидные термы, с высоким pH > 8—9, пиренейского типа
Cl'—Na ⁺		8 →		Сероводородные хлоридно-натриевые воды	Сероводородные хлоридно-сульфатно-кальцево-натриевые воды (Талги)	Сероводородно-метановые воды метаморфизованного морского типа (Мацеста)
(С обменом катиона Na ⁺ на Ca ⁺⁺)			9 →	Углекислые хлоридно-натриевые воды	Углекислые хлоридно-гидрокарбонатные воды	Углекислые солено-щелочные воды типа Эссентуки и Арзни с повышенным CO ₂ содержанием Br, J, As и HCO ₃

ми насыщены углекислотой. Хлоридные воды чаще всего насыщены газами биохимического происхождения (метаном и др.). Интересно отметить, что и повышенное содержание гелия более свойственно хлоридным водам, в газах которых часто отношение $a = \frac{\text{Ar } 100}{\text{N}_2 \cdot 1,18}$ меньше 1, т. е. тем, в которых появляется азот биогенного происхождения. Однако вопрос о взаимоотношении определенных генетических типов вод и газов требует обязательного учета всей совокупности факторов, создающих гидрогеохимические закономерности. Например, газы метаморфического происхождения могут насыщать воды различного химического состава, попадающие в сферу их проникновения.

Автором в 1940 г. была предложена гидрогеохимическая классификация минеральных вод (табл. 15). В основу классификации кладется комбинация трех основных групп вод по доминирующему аниону, расположенных в определенной вертикальной последовательности: гидрокарбонатные, сульфатные, хлоридные, и трех главнейших групп природных газов (групп азота, метана-сероводорода, углекислоты). В результате выделяется только 9 типов вод, остальные являются производными. Специфические особенности тесно связаны с основным солевым составом и отражены в производных типах вод.

Интерпретация огромного материала по минеральным водам Кавказа, произведенная автором на основе предлагаемой схемы, позволила выделить главнейшие гидрогеохимические зоны минеральных вод и нарисовать стройную картину распространения вод различных типов по совокупности газового и химического состава (рис. 8).

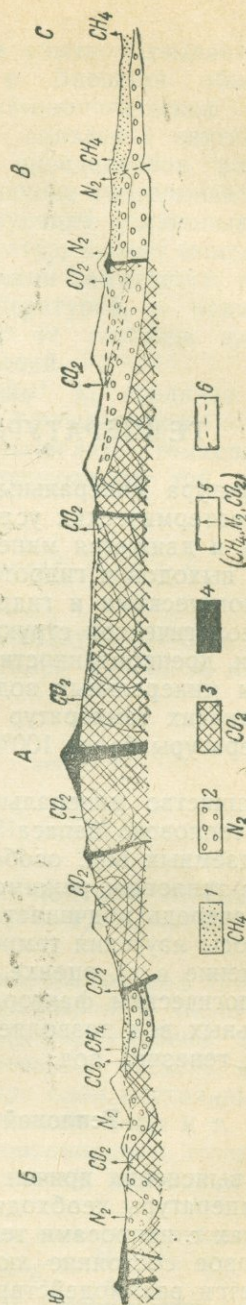


Рис. 8. Схема распределения природных газов на Кавказе.

1—метан; 2—азот; 3—углекислота; 4—молодые эффузивы и интрузивы; 5—участки разгрузки газовых вод; 6—граница между минеральными и пресными водами; А—зона углекислых вод Большого Кавказа; Б—зона углекислых вод и азотных терм Малого Кавказа; В—пояс метановых вод.

Глава IV

ТЕМПЕРАТУРА МИНЕРАЛЬНЫХ ВОД

Температура минеральных вод является функцией климатических и геотермических условий района, в пределах которого формируется и движется минеральная вода. Разница температур отдельных выходов и гидротермальный режим района определяются его геологическими и гидрогеологическими особенностями: характером геологической структуры, глубиной каналов, степенью нарушенности, дренированности и водоносными свойствами пород. Температуры минеральных вод могут быть различными, начиная от весьма низких температур (меньше 1°C) в зоне вечной мерзлоты до температуры более 100°C в районах развития гейзеров и вулканов.

Большинство минеральных вод приобретает свою температуру за счет теплового запаса недр земли. Однако температурный режим подземных вод, особенно вод неглубокой циркуляции, тесно связан с тепловым режимом поверхностного слоя земли, который в свою очередь подчиняется режиму атмосферы.

Вопросы изучения температуры минеральных вод имеют огромное значение в их оценке, поскольку сама температура является бальнеологическим фактором. Кроме того, изучение температур минеральных вод позволяет сделать весьма важные выводы в отношении генезиса вод.

Тепловой баланс земной коры

Для выяснения причин появления минеральных вод той или иной температуры необходимо прежде всего познакомиться в кратких чертах с вопросами теплового баланса земной коры.

Тепловое состояние любого участка поверхности земли обуславливается взаимодействием между приходом и расходом тепла. Тепловая энергия доставляется, с одной стороны, солнечной радиацией, с другой — теплотой внутренних слоев земли. Верхнюю часть земной коры с точки зрения распределения тепла можно разделить на три оболочки, из которых средняя — пограничная —

практически является весьма тонкой и обычно называется поясом постоянных температур. Внешняя оболочка находится в тесной зависимости и от метеорологических факторов. Тепловое состояние нижней оболочки связано с внутренним состоянием земли, и в ней происходит определенное возрастание температур по мере углубления (по закону геотермической ступени). В зависимости от условий циркуляции подземных вод, ниже или выше пояса постоянных температур, можно выделить воды внешней оболочки с резкими колебаниями температур, воды промежуточного пояса с постоянной температурой, и воды нижней оболочки, температура которых зависит от глубины циркуляции воды и некоторых локальных особенностей.

Зная геотермическую ступень¹ g , среднюю температуру воздуха данной местности t_b и глубину слоя постоянных температур h , можно приблизительно вычислить температуру для любой глубины H или глубину, соответствующую той или иной температуре:

$$t_n = t_b + \frac{H-h}{g}; \quad H = g(t_n - t_b) + h.$$

Например, для средней температуры воздуха $t = 5^\circ$ и геотермической ступени $g = 33$ м, при глубине слоя $h = 20$ м, на глубине $H = 680$ м мы можем определить:

$$t_{680.м} = 5^\circ + \frac{680-20}{33} = 25^\circ\text{C}$$

или

$$H_{25^\circ} = 33[25^\circ - 5^\circ] + 20 = 680 \text{ м.}$$

Имеется также формула Фрица для подсчета глубины циркуляции воды по температуре источника $t^2 = 1,8 (S + 50)$, где S — глубина подъема воды.

Геотермический анализ районов минеральных вод требует учета целого ряда самых разнообразных факторов. В число последних входит не только температура воздуха, глубина залегания слоя постоянных температур и геотермическая ступень, но и температура поверхности земли, температура слоя постоянных температур, высота данной местности над уровнем моря и т. д. Кроме того, важно знать теплоемкость и теплопроводность горных пород в естественных условиях залегания и законы колебания темпера-

¹ Геотермической ступенью принято называть величину углубления в метрах, при которой температура повышается на 1° , т. е. $g = \frac{H_2 - H_1}{t_2 - t_1}$, где H_1 и H_2 — глубины, t_1 и t_2 — температуры на этих глубинах. Геотермическим градиентом называется величина повышения температур на интервале 1 м, т. е. $\gamma = \frac{1}{g} = \frac{t_2 - t_1}{H_2 - H_1}$; иногда градиент вычисляется для интервала в 100 м.

тур во времени, так как температура воды отражает все эти колебания.

Солнечная постоянная представляет собой энергию, получаемую от солнца 1 см^2 земной поверхности, исправленную на потери поглощением в земной атмосфере. Она равняется $1,94 \text{ кал/мин}$.

Так как геотермическая ступень в среднем равна $33 \text{ м/}^\circ\text{C}$, то, зная теплопроводность земной коры, можно подсчитать количество тепла, проходящее через нее и теряемое земной поверхностью. По заключению Британской ассоциации, в среднем $41,4 \text{ г/кал}$ тепла проходят в год через 1 см^2 горизонтального сечения земли; по Шокличу, тепловой поток, непрерывнодвигающийся в земной коре, составляет в среднем $0,000017 \text{ кал/сек}$ на 1 м^2 . Этот поток повышает температуру земной поверхности всего на $0,1^\circ\text{C}$ (по Траберту). 1 л/сек подземной воды требует для повышения температуры на 1°C (сверх среднегодовой температуры на поверхности) теплового потока в $58\,300 \text{ м}^2$, например, четыре главных термальных источника Бад-Наугейм потребовали бы тепловой поток в $35,5 \text{ км}^2$ (по Кампе). По сравнению с притоком тепла от солнца это составляет ничтожную величину, т. е. температура внешней оболочки в основном определяется солнечным нагревом.

Весьма важным процессом, который происходит в поверхностной зоне земной коры, является переход воды из одного физического состояния в другое (парообразное, жидкое, твердое). Этот переход связан с затратой или выделением тепла. При образовании из 1 г воды пара требуется 537 кал тепла и столько же калорий освобождается при конденсации пара. При обращении 1 г воды в лед освобождается 80 кал тепла, а при таянии льда затрачивается 80 кал на 1 г льда. Кроме того, при обращении воды в лед происходит увеличение объема на 10% . Таким образом, присутствие влаги вносит большие изменения в распределение тепла, так как часть тепла тратится на нагревание воды (на скрытую теплоту парообразования).

На величину получаемого тепла влияют также географическое положение и высота места, экспозиция склонов и угол наклона местности, распределение суши и водных пространств, снежного и растительного покрова и т. д.

Радиация, получаемая единицей поверхности, пропорциональна косинусу угла, образованного перпендикуляром к поверхности и направлению потока лучистой энергии.

По наблюдениям в Инсбурге, средняя температура на южных склонах (на высоте 600 м над уровнем моря) на несколько градусов выше, чем на северных.

Близость больших масс воды дает большую равномерность температур. Эффект этот зависит не только от высокой теплоемкости воды, но и от присутствия водяных паров.

Температура воздуха в тропосфере убывает с высотой. Причина убывания температуры заключается в том, что увеличивается излучение тепла землей.

Величина аэротермического градиента (т. е. понижение температуры в $^{\circ}\text{C}$ на 100 м высоты) для различных мест различна и колеблется в течение года. По Кину, средняя аэротермическая ступень (количество метров, соответствующее уменьшению температуры на 1°C) равна 165 м/ $^{\circ}\text{C}$ или градиент равен $0,606^{\circ}/100$ м.

Для Кавказа (по Фигуровскому), для Альп (по Ганну) и для Тянь-Шаня (по Фишеру) средние величины аэротермического градиента близки между собою и равны около $0,5^{\circ}/100$ м.

Действие растительного покрова заключается в уменьшении колебаний температуры, которые резко заметны в обнаженной почве.

Снежный покров, благодаря малой теплопроводности, является прекрасным изолятором, защищающим почву от промерзания. Наблюдения показали, что в то время как температура на поверхности снега равнялась $-39,3^{\circ}\text{C}$, на поверхности почвы под снегом она была всего $-3,0^{\circ}$; в почве же под снегом на глубине 20 см была теплее на 22° , чем в обнаженной от снега ($-1,9^{\circ}$ и $-23,9^{\circ}$).

Тепловые свойства горных пород

На тепловые свойства горных пород оказывает влияние их влагоемкость. Кроме влагоемкости, следует отметить состав пород. С физической точки зрения большое значение имеют цвет пород, их удельная теплоемкость. Удельная теплоемкость отдельных частиц породы изменяется в довольно широких пределах. Эффективная теплопроводность обуславливается главным образом природой и размерами контактов между частицами.

Приведем для иллюстрации некоторые данные о теплоемкости почв (по Ульриху):

Порода	Кажущийся уд. вес δ	Удельная теплоемкость c	Теплоемкость единицы объема $c\delta = c_v$
Песок	1,52	0,191	0,290
Глина	1,04	0,224	0,233
Гумус	0,37	0,443	0,164

Обращает на себя внимание небольшая теплоемкость единицы объема гумуса при сравнительно высокой удельной теплоемкости.

Цвет пород и почв имеет большое значение. Темноокрашенные почвы поглощают больше лучистой энергии, чем светлые, и достигают, следовательно, более высоких температур в равных условиях.

Теплопроводность пород выражается количеством малых калорий, проходящих в секунду через кубик данной породы объемом 1 см³ при условии разницы в температурах его противоположных

плоскостей в 1°C . Это количество калорий называют абсолютным коэффициентом теплопроводности:

$$\lambda = \frac{Ql}{ns(t_2 - t_1)},$$

где Q — количество калорий,
 l — толщина,
 n — секунды,
 s — площадь,
 $t_2 - t_1$ — падение температуры.

Теплопроводность воздуха равна 0,00005, снега 0,0005, льда 0,0051—0,0053, воды 0,0014. Амбронн дает для горных пород следующие значения $\lambda \cdot 10^3$:

Тонкий песок	0,3	Андезит	3,1
Кварцевый песок	0,6	Гранит	4,0
Уголь	0,8	Известняк	5,2
Вода	1,4	Гнейс	5,4
Песчаная глина	2,2	Песчаник	6,0
Глина	2,5	Кварц	6,2
		Магнетит	30,0

Хорошо видно, что теплопроводность горных пород обычно несколько больше теплопроводности воды. Рыхлые отложения, в которых заключен воздух, являются плохим проводником тепла. В этих случаях влажность повышает теплопроводность. Это заметно и для сплошных пород. Например, теплопроводность сланца в сухом состоянии 1,73, во влажном 2,05. Теплопроводность параллельно сланцеватости пород больше, чем перпендикулярно ей. Все это свидетельствует о том, что для образования термальных вод требуются соответствующие геологические условия.

Температурные волны во внешней оболочке земной коры

На поверхности земли, в зависимости от суточного и годового изменения высоты солнца, имеют место периодические колебания в тепловом режиме — суточные и годовые. Температура поверхностного слоя совершает в течение суток периодические колебания с одним максимумом и с одним минимумом.

Максимум наступает на 1—2 часа раньше максимума температуры воздуха, минимум — около времени восхода солнца, одновременно с минимумом температуры воздуха. Разница между максимумом и минимумом называется амплитудой суточных колебаний.

Суточная температурная волна движется сравнительно медленно, и ее амплитуда быстро уменьшается с глубиной, так что на глубине около 1 м (максимум 2 м) дневные колебания температуры не заметны (пояс постоянных суточных температур).

Абсолютная величина нагревания и охлаждения почвы зависит от географического положения места, от физических свойств почвы и от состояния наружного покрова (растительность, снег и т. д.). Годовые изменения теплового состояния также передаются вглубь. Амплитуда годовых колебаний постепенно убывает с глубиной и, наконец, на некоторой глубине становится меньше погрешности наблюдений. Максимальная глубина пояса постоянных температур около 30—40 м. Она сильно колеблется в зависимости от тепловых свойств горных пород. В тропиках и субтропиках с морским климатом, где амплитуда годовых колебаний температуры незначительна, эти колебания затухают уже на небольшой глубине.¹

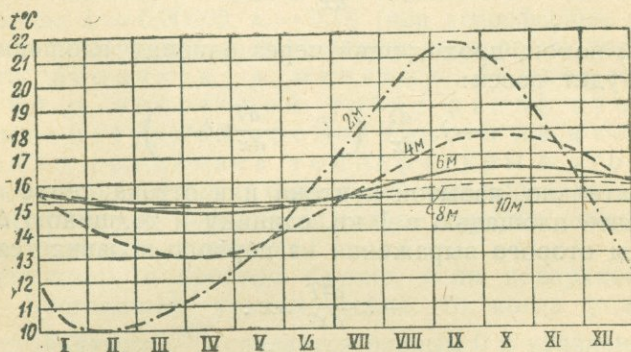


Рис. 9. Ход среднемесячных температур на различных глубинах (курорт Ахтала).

Слой, в котором впервые затухают годовые колебания температур, называется слоем или поясом постоянных годовых температур. Обычно слой постоянных температур имеют температуру выше средней годовой температуры воздуха на поверхности. Например, для Цюриха средняя температура воздуха равна 9,0°, а средняя температура слоя постоянных температур 10,5°, для Мюнхена соответственно 6,9° и 9,1°, для Андерматта 3,3° и 6,1°.

Передача в глубину как суточных, так и годовых колебаний температур происходит по следующим законам: а) длина соответствующего периода колебаний остается без изменения на различных глубинах, б) амплитуда колебаний с глубиной постепенно убывает, в) время наступления максимума и минимума постепенно запаздывает. Эти законы хорошо подтверждаются действительными наблюдениями (например, в Пятигорске, Боржоми, Ахтала, Сочи-Мацесте и т. д.) (рис. 9).

Температурная волна в почвах и горных породах распро-

¹ Например, на курорте Сочи-Мацеста глубина пояса постоянных температур равна 9—10 м.

страняется в перпендикулярном направлении к поверхности нагрева. Согласно закону Фурье, в продолжение этого процесса тепло, протекающее в единицу времени через сечение равное 1 см^2 , лежащее на расстоянии x от земной поверхности (параллельно ей) будет выражаться через $-\lambda \frac{dT}{dx}$, где $\frac{dT}{dx}$ — температурный градиент в точке x , а λ — коэффициент теплопроводности почвы. Знак минус показывает, что T падает с увеличением x .

На небольшом расстоянии Δx от x температура будет очевидно равна:

$$T - \frac{dT}{dx} \Delta x,$$

а тепловой поток, проходящий через единицу площади на этой глубине, будет равен:

$$-\lambda \frac{dT}{dx} \left(T - \frac{dT}{dx} \Delta x \right).$$

Следовательно, избыток притока или оттока тепла в маленьком элементе площадью в 1 кв. единицу и толщиной Δx дается вычитанием второго выражения из первого и равняется:

$$-\lambda \frac{d^2T}{dx^2} \Delta x.$$

Знак минус указывает, что температура убывает с удалением от источника тепла. Избыток тепла идет на повышение температуры элемента почвы толщиной Δx и может быть подсчитан самостоятельно. Так, если повышение температуры за время dt равно dT , то количество тепла, употребляемого в секунду, равно:

$$c_v \left(\frac{dT}{dt} \right) \Delta x,$$

где c_v численно равно количеству тепла, необходимому для повышения температуры единицы объема почвы на 1°С . Почва является пористым материалом, и величина c_v представляет собой произведение удельной теплоемкости почвенного материала на объемный вес.

Так как вышеприведенные выражения эквивалентны, то

$$\lambda \frac{d^2T}{dx^2} = c_v \frac{dT}{dt}$$

или

$$k \frac{d^2T}{dx^2} = \frac{dT}{dt},$$

где

$$k = \frac{\lambda}{c_v}$$

Величина k называется температурной проводи-

мостью, ее не следует смешивать с теплопроводностью. Она представляет частное от деления теплопроводности на теплоемкость по объему. В физике эту величину называют коэффициентом температурной теплопроводности. По этой величине можно судить, насколько быстро и легко в данной среде могут выравниваться температуры различных частей или уничтожаться возникшие по каким-либо внешним причинам разницы температур. Поэтому вещества, обладающие малой плотностью (например газ), имеют значительную температурную проводимость, хотя абсолютная теплопроводность их мала. Например, для меди $\lambda = 0,892$, $\kappa = 1,14$; для мрамора $\lambda = 0,008$, $\kappa = 0,015$; для воды $\lambda = 0,0014$, $\kappa = 0,0014$; для водорода $\lambda = 0,0003$, $\kappa = 1,1$; для кислорода $\lambda = 0,00005$, $\kappa = 0,18$ (при атмосферном давлении).

Основное дифференциальное уравнение теплопроводности в почве гласит, что величина изменения температуры со временем в некоторой точке равна произведению температурной проводимости на второй дифференциал градиента температуры в этой точке. Из этого соотношения могут быть полностью определены тепловые условия внутри почвы пород, если только известны действительные условия на поверхности нагрева.

Так, например, в простом случае, если поверхность почвы получает постоянный приток тепла, то, когда условия сделаются устойчивыми, $\frac{dT}{dt}$ сделается равным 0 и уравнение примет

вид:
$$\frac{d^2T}{dx^2} = 0$$

Решение приводит к уравнению прямой линии:

$$T = ax + b,$$

где a и b константы.

Следовательно, температура почвы или породы пропорциональна глубине, на которой она измеряется. В случае, если поверхность нагрева подвержена простым гармоническим изменениям температуры, условия колебания могут быть изображены синусоидой.

Определение пояса постоянных температур

Глубина залегания пояса постоянных температур лучше всего определяется путем непосредственных систематических наблюдений на различных глубинах (например, в скважинах глубиной 2, 4, 6, 8, 12, 15 м). Ориентировочный подсчет можно сделать при наблюдениях на небольшой глубине, для чего следует воспользоваться законом уменьшения амплитуды колебания температур с глубиной.

Амплитуда на глубине z может быть выражена показательной функцией:

$$a_z = a_0 e^{-z \sqrt{\frac{\pi}{kt}}}$$

где t — период колебания температуры;

a_0 — амплитуда колебания на поверхности земли;

a_z — амплитуда колебания на глубине z ;

k — температурная проводимость почвы.

При возрастании глубин в прогрессии арифметической амплитуды уменьшаются в прогрессии геометрической (закон Фурье). Например, при глубине 2 м амплитуда равна 10° , 3 м — 5° , 4 м — $2,5^\circ$ и т. д. Если принять до глубины пояса постоянных температур отношение амплитуд постоянным, можно получить уравнение прямой линии $y = -ax + b$, показывающее, что логарифмы амплитуд, соответствующих различным глубинам, лежат на одной прямой. Так как предел точности наблюдений температур $0,1^\circ$, задача

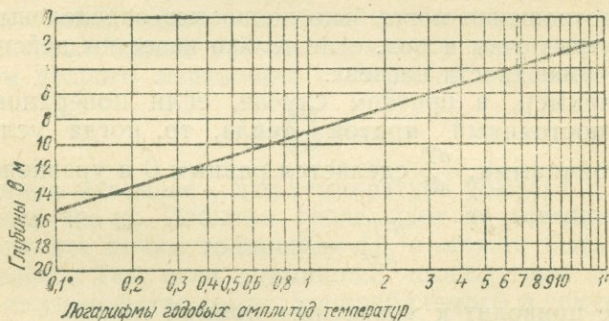


Рис. 10. График определения пояса постоянных температур.

сводится к тому, чтобы найти пояс постоянных температур, как зону минимальных годовых амплитуд ($0,1^\circ$). В качестве примера приведем построение глубины пояса постоянных температур для Ахталы, где $h = 15,3$ м (рис. 10).

Глубина пояса постоянных температур в Париже равна 27 м, в Белграде — 14 м, в Одессе — 20 м, в Ленинграде — 22,2 м, в Харькове — 20 м, в Боржоми — 23 м, в Мацесте — 9,6 м.

Геотермический режим ниже пояса постоянных температур

Изменение геотермических условий ниже пояса постоянных температур зависит от геологической структуры и всей геологической истории развития района. В действительности вековые климатические колебания протекают значительно глубже пояса постоянных температур и те или иные резкие изменения климата сказываются на геотермических условиях района на глубине, из-

меряемой сотнями метров. Термические аномалии создаются вблизи молодых очагов вулканической деятельности. Огромную роль в прогревании отдельных участков играют восходящие напорные термальные воды, значительно уменьшающие величину геотермической ступени (рис. 11). Все это свидетельствует о том,

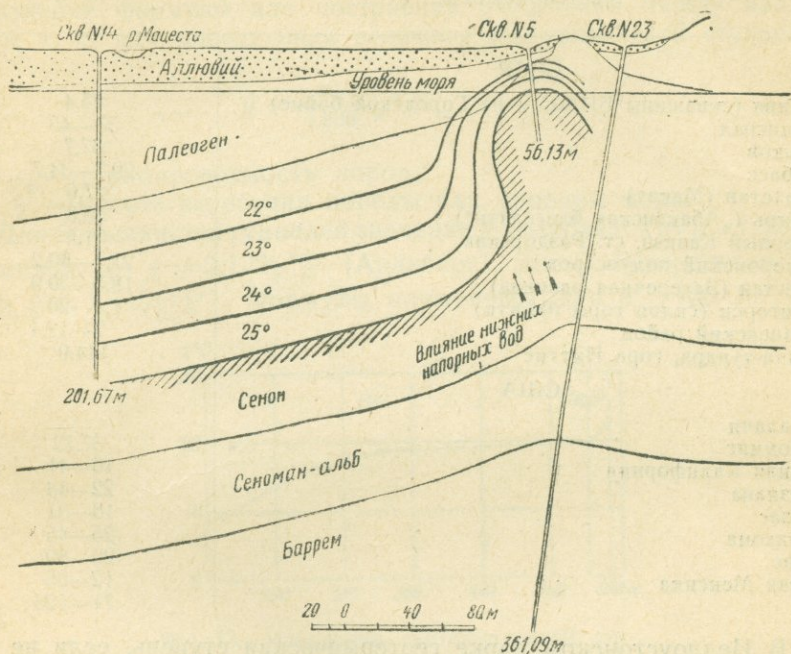


Рис. 11. Изотермический профиль на участке выхода термальной воды (Старая Мацеста).

что только хорошо организованные термометрические наблюдения в скважинах, шахтах, штольнях и туннелях могут дать правильное представление о геотермике районов.

В скважине в Шперенберге около Берлина, которая почти вся прошла в каменной соли (при полном отсутствии воды), средняя геометрическая ступень получилась равной 33,7 м.

Глубокие скважины в Парушовицах (в Верхней Силезии) глубиной 2003,34 м и в Чухове глубиной 2239,7 м дали величины $g = 34,1 \text{ м/}^\circ\text{С}$ и $g = 31,8 \text{ м/}^\circ\text{С}$ (вблизи забоя температуры оказались равными $69,2^\circ$ и $83,4^\circ \text{С}$).

Большое количество наблюдений температур в скважинах США произведено известным геотермиком Ван-Орстрандом [111], а в СССР — С. А. Красковским (табл. 16).

По Ван-Орстранду изменение тепловых условий с глубиной характеризуется двумя типами кривых: вогнутой и выпуклой (рис. 12).

На сводах нефтяных структур геотермическая ступень получалась $27,3 \pm 0,7$, на крыльях $34,1 \pm 1,0 \text{ м/}^\circ\text{С}$.

Величины геологической ступени в некоторых районах СССР и США
(по Красковскому и Ван-Орстранду)

Местоположение	$m/^{\circ}C$
СССР	
Москва (скважины ВИМС и на Городской бойне)	45,4
Ленинград	33—45
Харьков	37,7
Донбасс	29,7—34,7
Казахстан (Макад)	27,0
Сибирь („Абаканская благодать“)	36,8
Северный Кавказ, ст. Раздорская	31,5
Апшеронский полуостров	21,7—60,2
Дагестан (Затеречная равнина)	18,5—30,0
Пятигорск (склон горы Машук)	1,4—20
Грозненский район	7—12,4
Монча-тундра, гора Ниттис	14,0
США	
Аппалачи	
Уайоминг	37,72
Южная Калифорния	10—41
Луизиана	22—46
Канзас	18—31
Оклахома	25—45
Техас	20—89
Новая Мексика	12—86
	71—125

В Иеллоустонском парке геотермическая ступень, если не считать участка выхода горячих вод, оказалась равной 22 м (геотермический градиент $0,046^{\circ}C$).

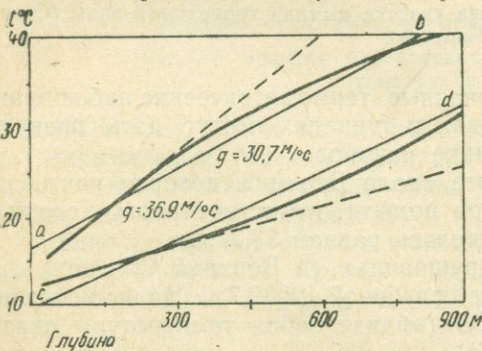


Рис. 12. Типичные кривые возрастания температур для нефтеносных районов США (по Ван-Орстранду).

a—b, c—d—прямые, полученные в результате сглаживания по методу наименьших квадратов; пунктир—продолжение линий на основе данных до глубины 300 м.

Определения геотермической ступени и градиента в США, по предложению Ван-Орстранда, производятся по уравнению прямой линии.

В последние годы в Иеллоустонском парке производилось бурение под руководством Кларенс Феннера [106], который получил интересные результаты по распределению температур у выходов горячих вод.

И. Штини [118] рекомендует при инженерных работах, одновременно с геологическими, составлять изотермические профили,

на которых хорошо можно подчеркнуть особенности района (например в трещиноватых закарстованных известняках геотермическая ступень увеличивается, а изотермы прогибаются книзу, при подъеме напорных вод изотермы загибаются кверху и т. д.). На основании измерений в горных туннелях Цёллингер и Штапф дают следующие формулы для построения расстояния между изотермами, т. е. для определения величины геотермической ступени:

$$g = \frac{c_w}{1,938} \sqrt{h'}$$

где c_w — теплопроводность пород,¹
 h' — высота залегания породы над уровнем моря.

Для большинства туннелей значение g колеблется от $g = 1,22\sqrt{h'}$ (Симпсон) до $g = 2,122\sqrt{h'}$ (Арльберг), для С.-Готардского туннеля $g = 1,445\sqrt{h'}$. Формулы применимы для $h' > 100$ м.

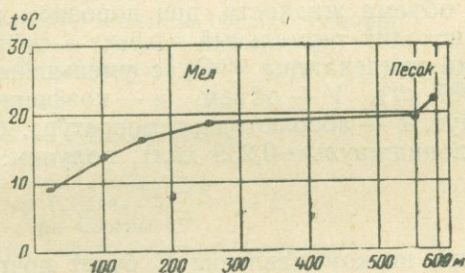


Рис. 13. Изменение геотермической ступени в различных породах Украинской мульды (по С. А. Красковскому).

В кривых повышения температур в артезианских скважинах Харькова (где $g = 37,7$ м) хорошо было заметно изменение величины геотермической ступени при переходе из меловых пород в пески (рис. 13).

Происхождение температур термальных источников

В 1924 г. в США была созвана специальная конференция геологов и геофизиков по вопросу о происхождении терм [111]. На этой конференции разбирались самые разнообразные точки зрения относительно происхождения терм. Рассматривалась роль вулканических процессов, химических реакций, радиоактивности и т. д.

Большой интерес вызвали доклады о знаменитых термах национальных парков Америки и Аляски.

¹ Коэффициент теплопроводности пород c_w выражен в $\text{кал}/\text{час}$ на 1 м^2 ; в среднем он равен 1,938.

Дей и Е. Аллен [111] подробно осветили вопрос о термах национального парка Лассен, температура которых достигает 95°C . Главную роль в нагревании терм они отводят вулканическому теплу. Химические реакции, происходящие при разложении пород серной кислотой, могут дать максимум 2% необходимого тепла, обычно значительно меньше. Они пришли к следующему выводу: «Все признаки поверхностного происхождения воды в источниках Лассен так убедительны для наблюдателя, что если бы гипотеза о ювенильных и магматических водах не существовала, вся закономерность простой схемы, применимой к обычной воде, не возбуждала бы никакого сомнения». Но все же, исходя из того, что нагретые изверженные породы выделяют большое количество водяных паров, они допускают некоторую долю магматической воды (около 13%).

Лезон Адамс осветил теоретически вопросы термических эффектов, связанных с уменьшением давления. Он указал на то, что при увеличении объема жидкости, при порозном расширении (porous plug) происходит термальный эффект — нагревание. Если Δ будет увеличение температуры ($^{\circ}\text{C}$) с уменьшением давления на 1 мегабар ($0,987 \text{ ат}$), V — объем, α — коэффициент расширения в см^3 на 1 градус, T — абсолютная температура, C — тепло в дециджаулях (1 дециджауль = $0,239 \text{ кал}$), получим:

$$\Delta = \frac{V - \alpha T}{C_p}$$

Для газов при низком давлении V будет почти равняться T , следовательно, числитель дроби получится небольшой, поэтому часто он не принимается в расчет. Для воды первоначальная величина $\Delta = 0,023^{\circ}$ на 1 мегабар. При падении давления от 4 мегабар до 1 мегабара вода должна нагреваться от комнатной температуры до точки кипения. Если допустить, что вода поднимается по трещинам с давлением, равным давлению пород на этой глубине, то конечная температура будет выше первоначальной приблизительно на 20°C на каждые 1000 мегабар давления. Давление в 1000 мегабар соответствует глубине 3,5 км.

Весьма обильный материал по температурам источников и гейзеров Йеллоустонского парка (несколько тысяч замеров) был собран Ван-Орстрандом (табл. 17).

Сравнение теоретических точек кипения с наблюдениями (с учетом высоты места) свидетельствует о том, что температуры большинства выходов в бассейнах Норрис, Тумб и некоторых других обычно ниже температуры кипения, но во многих близки к последней, а иногда даже выше. Ненормально высокие цифры могли получиться благодаря перегретому пару или в результате одной из многочисленных аномалий, от которых зависит точка кипения, например, колебания барометрического давления, передвижения частиц растворенного воздуха и т. д. Воды источников и гейзеров Йеллоустонского парка Ван-Орстранд считает артезианскими, а повышение температуры связывает с молодыми интрузиями и эффу-

Температура источников и гейзеров Йеллоустонского парка

Название	t°С
Район Мамонтовых горячих источников	
Энжел Террас („Терраса ангела“)	71,3
Джупитер Террас („Терраса Юпитера“)	71,3
Бассейн гейзера Норрис	
Оникс Спринг („Источник Оникс“)	87,7
Уэдлигг Гейзер („Вертушка“)	87,7
Тии Кетл („Чайник“)	89,3
Констант Гейзер („Постоянный“)	86,7
Корикэн Пул („Бурлящая Пучина“)	90,6
Файерлесс Гейзер („Бесстрашный“)	93,1
Нижний бассейн	
Мамет Пейнтпотс („Расписные Горшки Мамонта“)	94,9
Эксельснор Гейзер („Наилучший Гейзер“)	89,6
Призматик Лейк („Призматическое Озеро“)	65,4
Верхний бассейн	
Джайентес Гейзер („Великанша“)	93,7
Тии Кетл („Чайник“)	93,9
Беттерфлай Гейзер („Бабочка“)	91,7
Джайент Гейзер („Гигант“)	94,8
Три Систерс („Три Сестры“)	82,2
Олд Файтуфулл Гейзер („Старый Служака“)	93,4
Район Вест Тамб	
Пейнтпотс („Расписные Горшки“)	93,2
Район грязевого вулкана	
Муд Волкейноу („Грязевой Вулкан“)	86,6
Дрэгн Мант („Месяц Дракона“)	76,8

зиями. Заслуживает упоминания вывод А. Хеджа о происхождении йеллоустонских терм: «Термальные воды Йеллоустонского национального парка характеризуются частыми колебаниями температур, изменением химического состава, отсутствием единообразия в появлении и перемещениях мест своих выходов: другими словами, они не имеют характерных черт, присущих первичным водам, выходящим из глубины» [111].

Примером выделения огромных количеств водяного пара является «Долина десяти тысяч дымов» в Аляске, возникшая после извержения вулкана Катмая на Аляске в 1912 г. и обнаруженная Р. Ф. Григгсом в 1916 г. Этой долине был посвящен доклад Е. Циеса [111]. Здесь на протяжении 24 км выявляется несколько десятков тысяч фумарол с температурой от 97 до 645°С. Выделяющийся газ — водяной пар (99,9%). Наблюдения в течение ряда лет показали некоторое уменьшение термальной активности долины.

Американские исследователи отмечают, что радиоактивность никакой заметной роли в нагревании подземных вод не играет. Действительно, как показали исследования, наиболее высоко радиоактивные воды обычно являются холодными и тесно связаны с температурным режимом поверхностных слоев земли.

Следовательно, главной причиной нагревания является миграция воды в глубокие зоны. Внедрение магмы создает изменение нормального теплового режима и благоприятствует образованию терм и гейзеров, которые в свою очередь прогревают окружающие породы, вызывая уменьшение геотермической ступени в прилегающих участках.

Тепловая энергия, выносимая горячими источниками fumarолами, достигает больших размеров. Де-Лонэ подсчитал, что главные термальные источники Франции вносят в год тепло, эквивалентное сжиганию 100 000 т каменного угля. В Италии используются выходы водяного пара в районах вулканической деятельности. В частности, в 1938 г. общая мощность электроустановок в Лардерелло, работающих на земном тепле, давали до 50 000 квт. Имеются сведения об использовании тепловой энергии земли в США, на острове Ява, в Японии, в Исландии. Огромные неиспользованные возможности эксплуатации терм для лечебных и промышленных целей таятся в Советском Союзе. При разрешении проблемы развития северо-востока Арктики и Камчатки необходимо рационально использовать многочисленные горячие источники Камчатки и Чукотского полуострова, обладающие огромным дебитом (табл. 18). В настоящее время по этим источникам имеется обширный материал; особенно интересные данные собраны по термам Камчатки Б. И. Пийпом [59] (рис. 14).

Анализ этого материала показывает, что, несмотря на специфические особенности, накладываемые молодой вулканической деятельностью, воды эти по своему химическому составу и минерализации связаны с зоной активной циркуляции и повышенное содержание хлоридов в некоторых из них объясняется влиянием морского солевого комплекса, а не вулканическими эксгаляциями, как это предполагают. К сожалению, еще не поставлены детальные буровые разведочные работы и гидрогеологические исследования, которые позволили бы более точно выяснить условия формирования терм и получить новые выходы горячей воды искусственным путем, а не только там, где имеются естественные источники. Все данные свидетельствуют о том, что на Камчатке имеются водонапорные системы, занимающие большие территории, и при правильно организованных работах можно обеспечить тепловой энергией новые промышленные центры, рыбные комбинаты, порты и курорты.

Классификация минеральных вод по температурам

Какой же принцип необходимо положить в основу систематизации минеральных источников по температурам? По существу,

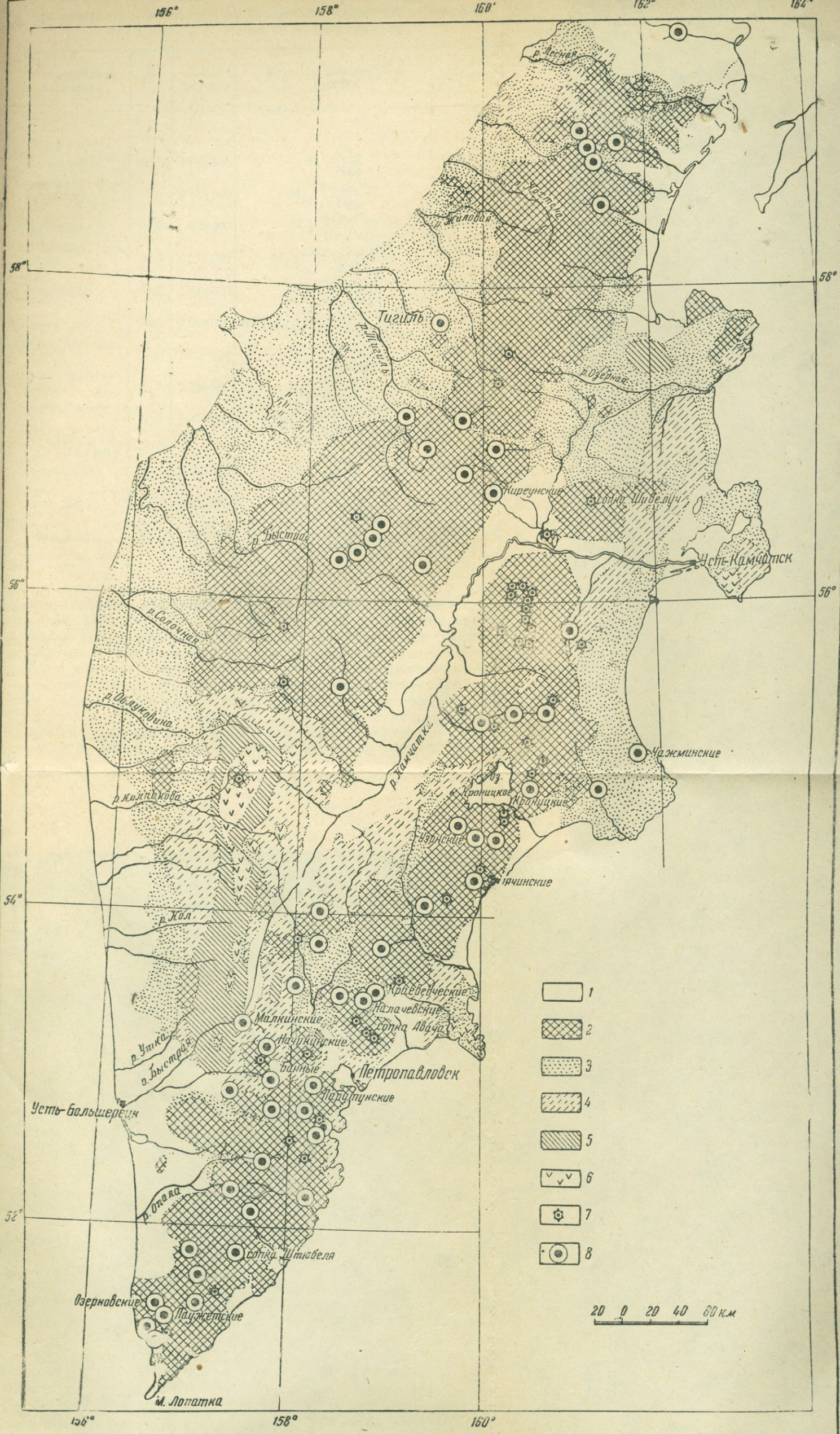


Рис. 14. Карта герм Камчатки.

1—четвертичные отложения; 2—четвертичные лавы и туфы; 3—третичные отложения; 4—мезозойская вулканогенная сланцевая толща; 5—палеозойские отложения: сланцы и гнейсы; 6—граниты и габбро; 7—вулканы; 8—термальные источники.

Характеристика азотных терм Камчатки и Чукотского полуострова
(по данным Б. И. Пийпа, П. Ф. Швецова и др.)

Наименование источника	t°С	Дебит л/сутки	Формула химического состава	$\frac{r \text{ Na}}{r \text{ Cl}}$	pH
Камчатка					
Паужетские	100,6	1 642 000	$M_{3,2} \frac{Cl_{97}}{Na_{91}}$	0,94	6,7
Киреунские (Кре- стовские)	98,0	3 450 000	$M_{1,5} \frac{Cl_{80}SO^4_{10}}{Na_{91}}$	1,17	7,5
Озерновские	84,0	432 000	$M_{1,4} \frac{SO^4_{68}Cl_{32}}{Na_{54}Ca_{44}}$	1,61	5,8
Малкинские (го- рячие)	83,0	1 210 000	$M_{0,6} \frac{SO^4_{42}Cl_{36}CO^3_{22}}{Na_{98}}$	2,08	7,6
Начикинские	81,0	1 642 000	$M_{1,1} \frac{SO^4_{60}Cl_{34}}{Na_{88}Ca_{14}}$	2,46	7,0
Налачевские	75,0	1 040 000	$V(OH_3)_{0,393}M_{4,1} \frac{Cl_{70}SO^4_{14}HCO^3_{13}}{Na_{72}Ca_{20}}$	1,02	—
Верхне-Паратун- ские	70,0	1 728 000	$M_{1,0} \frac{SO^4_{74}Cl_{23}}{Na_{70}Ca_{27}}$	3,07	6,8
Нижне-Паратун- ские	51,0	2 246 000	$M_{1,5} \frac{SO^4_{76}Cl_{23}}{Na_{68}Ca_{35}}$	2,75	6,4
Нижне-Семячин- ские	50,0	6 050 000	$M_{1,6} \frac{SO^4_{47}HCO^3_{91}}{Ca_{45}Mg_{29}Na_{23}}$	1,15	6,5
Чукотский полуостров					
Пендгегнейские	85	13 355 000	$M_{1,4} \frac{Cl_{94}}{Na_{78}Ca_{27}}$	0,77	6,8
Чаплинские	78	7 516 000	$M_{18,7} \frac{Cl_{99}}{Na_{59}Ca_{39}}$	0,59	6,8
Нэшкенские	55	432 000	$M_{45,8} \frac{Cl_{100}}{Na_{88}Ca_{98}}$	0,59	—

все восходящие источники являются относительно термальными, так как температура воды их выше средней годовой температуры воздуха. При таком положении многие напорные воды (например в районах вечной мерзлоты) с температурой немного выше 0° попадают в категорию терм. Поэтому рядом авторов было предложено называть термами (абсолютными) источники, температуры которых выше максимальной температуры воздуха на земном шаре, т. е. более 34°С. В курортных справочниках Германии, Австрии и других стран нижней границей для теплых источников принята t 20°С. К. Шнейдер [117] различает: а) термы ниже 20° (холод-

ные), б) теплые источники 20—50°,¹ в) горячие источники (термы в собственном смысле слова) 50—100° С. Международная бальнеологическая классификация предлагает различать источники по температурам следующим образом: 1) холодные — ниже 20°, 2) субтермальные — от 20 до 37°, 3) термальные — от 37 до 42°, 4) гипертермальные — выше 42° С. В этой классификации границей между субтермальными и термальными водами принята температура человеческого тела. Классификация источников по температурам должна идти по двум направлениям:

1) по горизонтали — по градусной широте, так как по мере увеличения температуры воздуха к экватору должна увеличиваться температура термальных источников, т. е. понятие «термальность» изменяется;

2) по вертикали — по мере увеличения высоты места температура воздуха падает и, следовательно, температуры источников, в зависимости от условий выхода воды (нисходящей и восходящей), будут отчетливо выявлять тип источников.

На графике возрастания температур с глубиной можно одновременно нанести вверх линии аэротермических ступеней, которые (в отличие от линии геотермических ступеней) будут изменяться в течение года (рис. 15). Местные особенности каждого выхода должно учитывать особо. При изучении температурного режима любого района необходимо учитывать изменение тепловых условий, которые зависят от колебаний теплового баланса в течение геологической истории.

Взаимосвязь температуры и химического состава минеральных вод

При рассмотрении температуры минеральных вод следует учитывать соотношение ее с химическим составом, так как с повышением температуры увеличивается скорость движения молекул в растворе и повышается скорость большинства физико-химических процессов.

Например, с повышением температуры ускоряются процессы диффузии, имеющие огромное значение в формировании некоторых типов вод и влияющие на скорость растворения солей, на обмен газами с атмосферой, на проникновение газов и ионов в кожу. Повышение температуры на 10° С увеличивает скорость диффузии почти на 20%. Скорость химических реакций с повышением температуры на 10° С возрастает в 2—3 раза (правило Вант-Гоффа), или повышение на 1° вызывает изменение скорости реакции на 10%. Не только скорость физико-химических процессов, но и результаты их изменяются с повышением температуры. Процесс растворения соли или газа при каждой данной температуре имеет определенный предел — растворимость или концентрацию раствора, находящегося в равновесии с избытком нерастворенного вещества.

¹ При температуре 50° С начинает свертываться белок и происходит изменение в характере отложения источника.

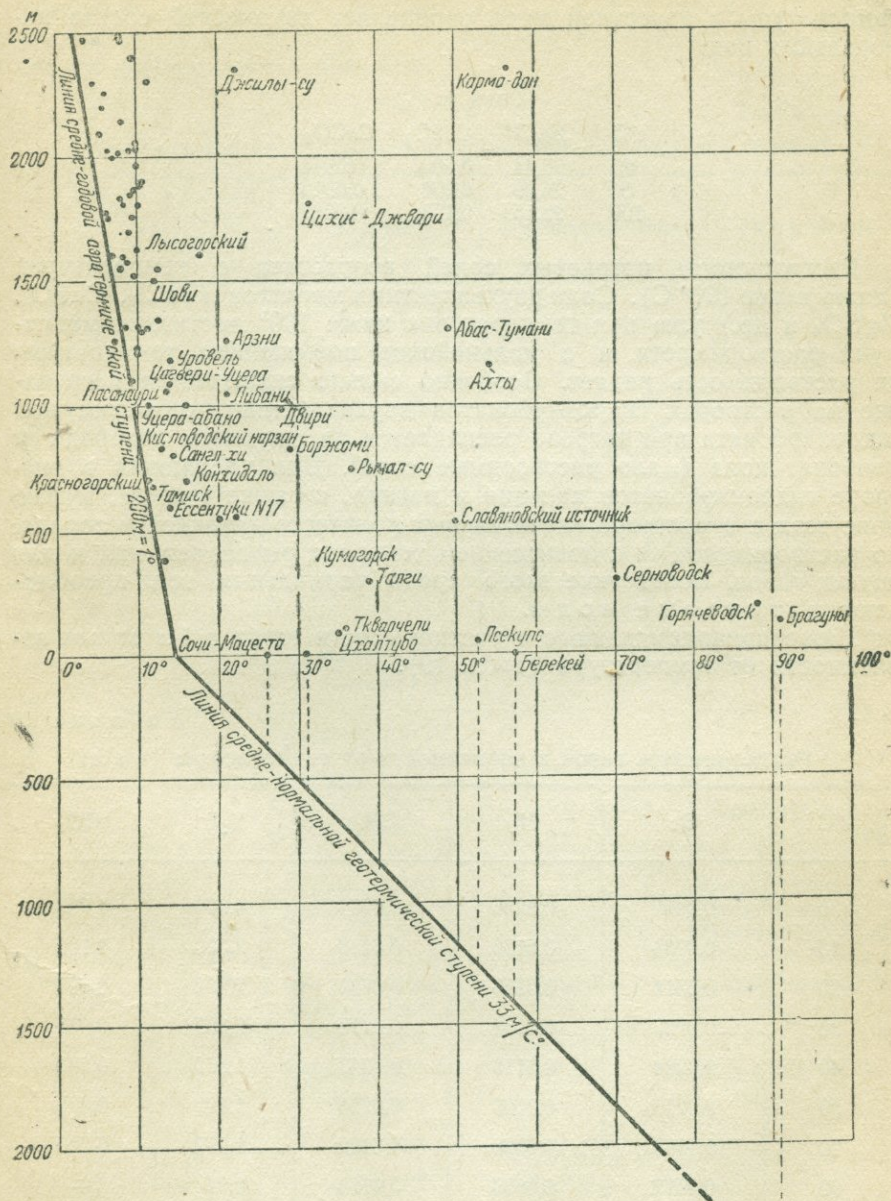


Рис. 15. Температура минеральных источников Кавказа (в зависимости от высоты расположения над уровнем моря и от глубины подъема воды).

Изменение растворимости различных веществ с повышением температуры в известной мере определяет химический состав минеральных вод:

t°C	Соли (в %)		
	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

Растворимость натриевых солей возрастает с температурой (даже выше 100° С). Соли двухвалентных металлов (CaCl₂, CaSO₄, MgSO₄ и др.) уже при температурах ниже 100° достигают максимума растворимости, и с дальнейшим повышением температуры их растворимость падает. Особенно сильно сказывается нагревание на растворах гидрокарбонатов двухвалентных металлов; ион гидрокарбоната при нагреве распадается на двуокись углерода и карбонат иона (мало растворимые соли). Для удержания в растворе гидрокарбонатов кальция и магния, а также железа, нужно присутствие в растворе значительных количеств двуокиси углерода, но растворимость ее с повышением температуры падает, как и для других газов. Вследствие этого среди термальных вод преобладают натриевые воды.

Ниже приводим данные о растворимости газов в 1 л воды в зависимости от температуры (табл. 19).

Таблица 19

Растворимость газов в зависимости от температуры (в г/л)

t°C	O ₂	N ₂	CH ₄	H ₂ S	CO ₂
0	0,0492	0,0235	0,0656	4,670	1,713
10	0,0384	0,0186	0,0418	3,399	1,192
20	0,0314	0,0155	0,0331	2,582	0,878
30	0,0267	0,0134	0,0276	2,037	0,665
40	0,0234	0,0118	0,0237	1,660	0,530
50	0,0210	0,0109	0,0213	1,392	0,436
70	0,0183	0,0098	0,0182	1,092	0,210
90	0,0172	0,0096	0,0174	0,84	—
100	0,017	0,0095	0,017	0,81	—

Из таблицы видно, что углекислые воды по своей температуре должны быть холодные и термальные; сероводород в природных

водах нигде еще не встречен в концентрациях, соизмеримых с его растворимостью; прочие природные газы слабо растворимы даже при низких температурах. В термальных и горячих водах выделяется обычно азот (табл. 20).

Таблица 20

Температуры некоторых известных минеральных источников

Группа вод	Газовый состав			
	$t^{\circ}\text{C}$	Азотные	Сероводородные	Углекислые
Холодные	10°		Сергиевские (Куйбышев) 8°	Дарасун 1,4° Ямаровка 2,6° Малкинские (Камчатка) 5° Вильдунген (Германия) 10°
	20°			Аршан 11,2° Нарзан Кисловодский 14° Безбельчир—Арасан 17° (Киргизия)
Теплые	30°	Баденвейлер (Германия) 20,2°	Мацеста 27—32°	Боржоми 23—30°
	40°	Белокураха 32° Цхалтубо 36° Вильдбад 34,5—39,5° (Германия)	Талги 38°	Эмс (Германия) 40°
Горячие	50°	Тбилиси 43° Абас-Тумани 48°		Виши (Франция) 43° Лермонтовский (Пятигорск) 46—49°
	90°	Питателевский (Забайкалье) 51°	Псекупс 52,5°	Славяновский 55°
	70°	Кульдур 71°		Карлсбад 74°

Глава V.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ МИНЕРАЛЬНЫХ ВОД

Общие закономерности распространения минеральных вод

Геотектоническое расчленение на зоны альпийской складчатости и участки платформ хорошо увязывается с распределением основных генетических типов минеральных вод. В пределах альпийской зоны и в пограничной с платформами полосе сосредоточена главная масса выходов углекислых вод и азотных терм. Углекислые воды локализируются в районах молодой вулканической деятельности. Периферийные зоны складчатых областей с наличием нефтеносных фаций дают крепкие сероводородные воды.

Древние платформы (Восточно-Европейская, Сибирская) представляют собой обширные поля с горизонтально лежащими или слабо наклонными слоями. Минеральные воды в пределах платформ заключены в определенных стратиграфических и литологических комплексах, развитых на широких площадях. В последнее время районы их распространения получили наименование «гидрогеохимических полей» (В. В. Штильмарк, Н. С. Пчелин [96, 68]). Под гидрогеохимическим полем понимается геологический комплекс пород, «для которого является типичным возможность течения в нем однородного гидрохимического процесса, могущего привести и приводящего к образованию вод близкой, но не всегда однотипной минерализации» [96].

Гидрогеохимические поля минеральных вод Европейской части РСФСР показаны на схематической карте (рис. 16).

Для складчатых сооружений, где складки образуют полосы, обычно ориентированные в определенных направлениях, применяется термин гидрогеохимическая зона. В пределах зон развиты минеральные воды с тем или иным газовым составом, который лучше всего указывает на процессы, протекающие в районах формирования вод: углекислота — на наличие угасающей мофеттовой деятельности, азот — на участие газов воз-

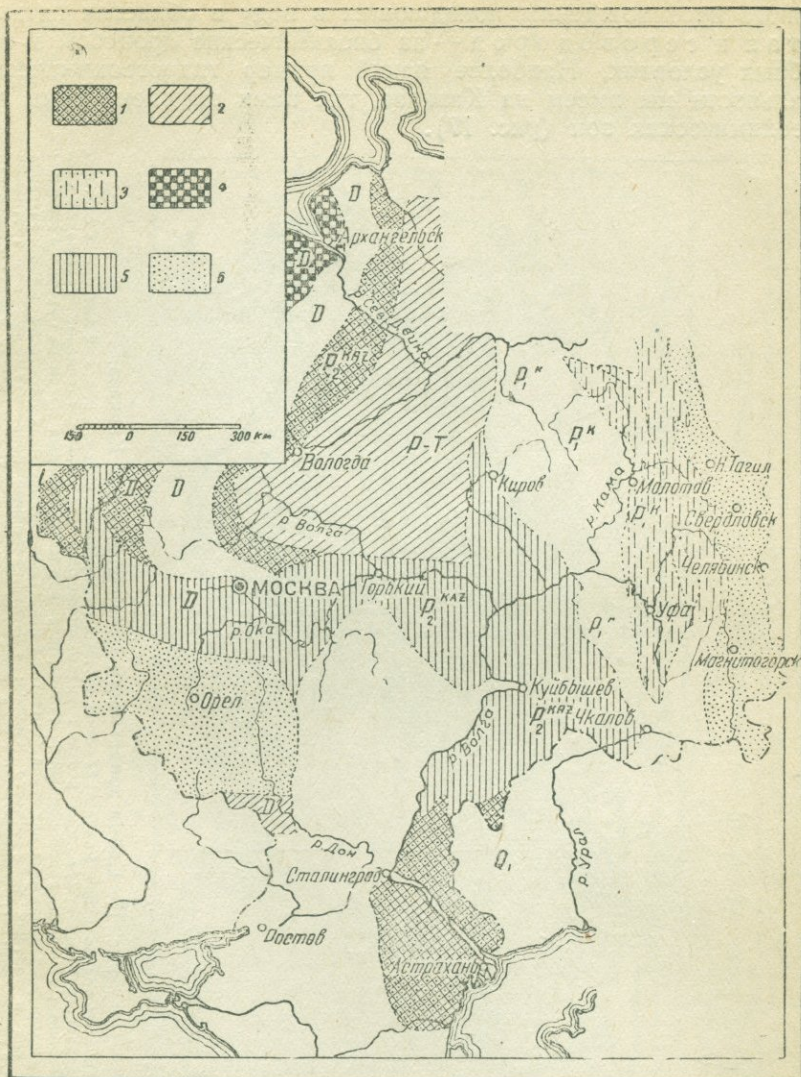


Рис. 16. Схематическая карта гидрогеохимических полей минеральных вод Европейской части РСФСР (по В. В. Штильмарку).

Типы полей:

1. Поля выщелачивания хлоридов и сульфатов.
2. Поля выщелачивания хлоридов и сульфатов (с катионным обменом).
3. Поля выщелачивания хлоридов и сульфатов и десульфатизация.
4. Поля выщелачивания хлоридов и сульфатов, десульфатизации и связывания сульфидов.
5. Поля выщелачивания сульфатов
6. Область развития исключительно пресных вод.

P-T—геологический возраст поля (индексы).

Типы вод:

Cl-Na , Cl-Na-Ca ;

$\text{Cl-Na-SO}_4\text{-Ca}$.

$\text{Cl-SO}_4\text{-Na}$;

$\text{SO}_4\text{-Na}$.

Cl-Na ; $\text{Cl-Na-SO}_4\text{-Ca}$;

$\text{SO}_4\text{-Ca}$ (обычно H_2S).

$\text{Cl-HCO}_3\text{-Na}$ (обычно без H_2S).

$\text{SO}_4\text{-Ca}$, $\text{SO}_4\text{-Ca-Mg}$;

$\text{SO}_4\text{-Ca-Mg-Na}$.

душного происхождения, попадающих в воду в областях питания, метан и сероводород — на биохимические процессы в анаэробных условиях. Наиболее яркий пример гидрогеохимической зональности мы имеем на Кавказе, где нами выделено семь гидрогеохимических зон (рис. 17).

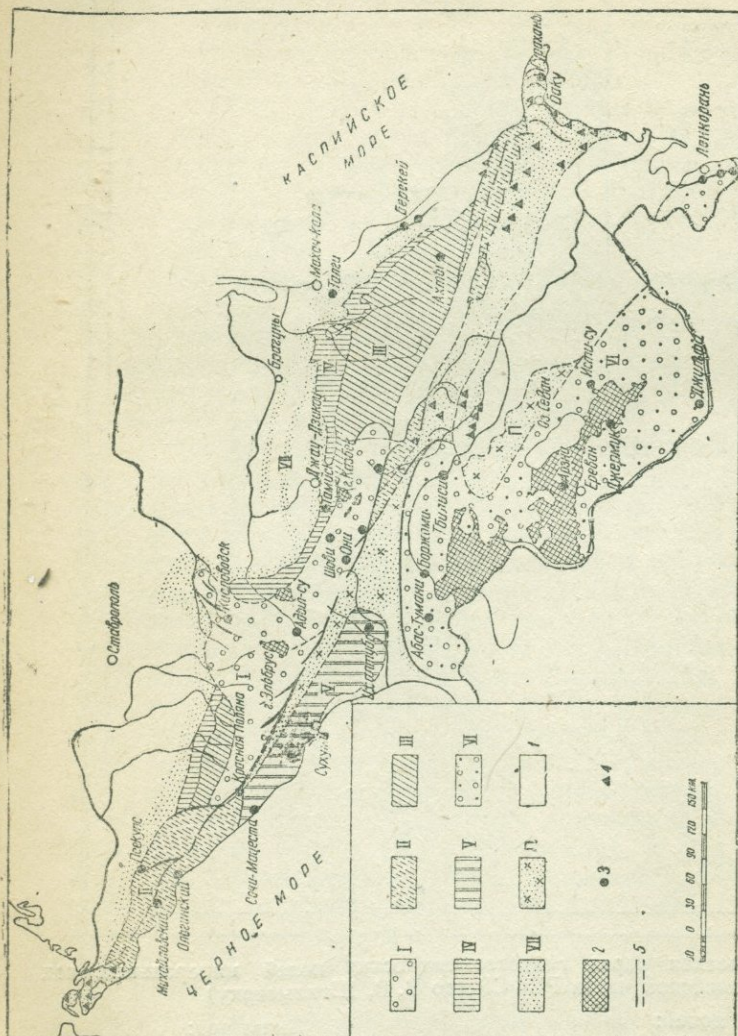


Рис. 17. Схема зональности минеральных вод Кавказа.

I—зона углекислых вод северо-западного Кавказа; II—зона азотных гидрокарбонатных вод меловых флишевых отложений юго-восточного Кавказа; III—зона азотных гидрокарбонатных вод юрских сланцевых отложений юго-восточного Кавказа; IV—зона сероводородных сульфатных вод известняковых массивов Северного Кавказа; V—зона сероводородных хлоридных вод (типа Мацесты) в известняковых массивах Абхазских фаций; VI—зона углекислых вод и азотных терм Малого Кавказа; VII—периферийный пояс метановых вод третичных битуминозных отложений; П—промежуточная зона юрской порфиритовой толщи между V—VI; 1—области развития пресных вод и высоко минерализованных грунтовых вод в степях Закавказья; 2—четвертичные эффузии; 3—минеральные источники; 4—гравеые вулканы; 5—тектонические разрывы.

Н. И. Толстихин выделяет три главные группы минеральных вод.

1. Группа щелочно-земельных бикарбонатных вод, газифицирующихся углекислым газом.
2. Группа натриевых термальных вод, газифицирующихся азотом.
3. Группа соленых и гипсовых вод.

Районы распространения вышеуказанных групп названы им провинциями минеральных вод (рис. 18).

Первая провинция — щелочно-земельные, реже натриевые и смешанные гидрокарбонатные воды, газифицирующие углекис-

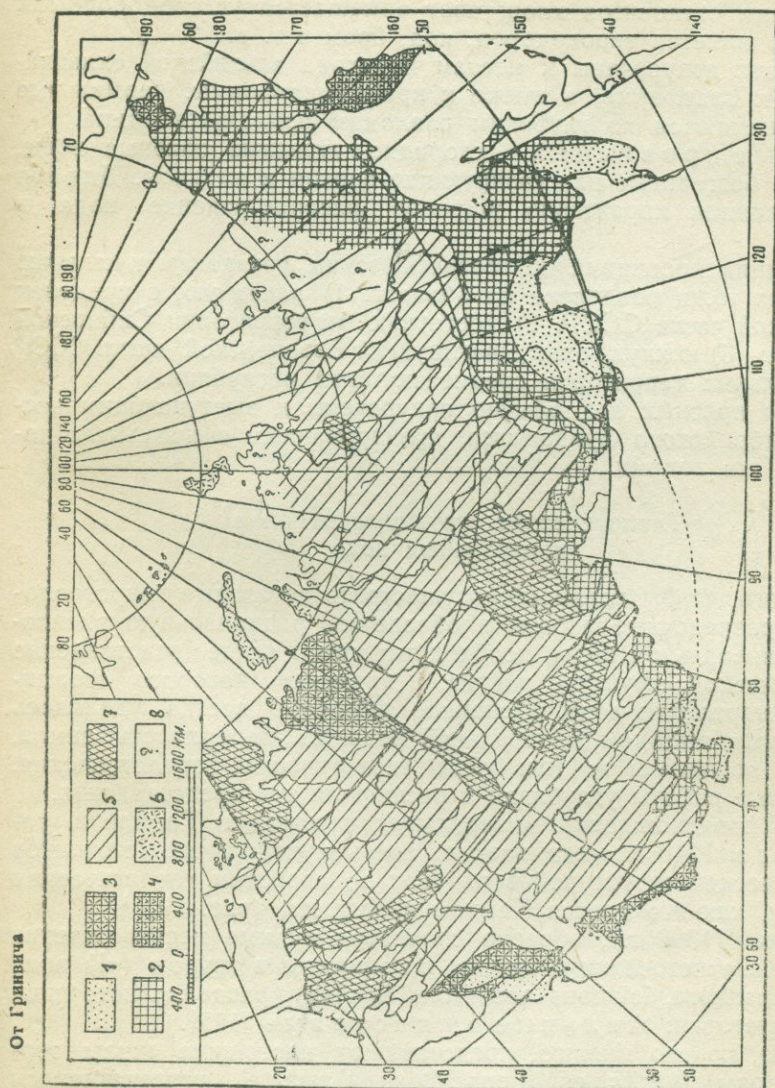


Рис. 18. Схема провинций минеральных вод (по Н. И. Толстихину).

1—первая провинция; 2—вторая провинция; 3—воды второй провинции с преобладанием хлор-иона, нередко газифицирующие метаном; 4—современные вулканические воды; 5—третья провинция; 6—соленые воды с отрицательными или весьма низкими положительными температурами—борсакая область; 7—районы с редкими железистыми, радиоактивными и другими источниками; 8—районы с невыясненным положением.

лым газом. Воды эти преимущественно холодные (ДВК, Забайкалье), реже термальные (Памир) или теплые и холодные (Кавказ). Они приурочены к альпийской складчатой зоне, к областям недавно погасшей вулканической деятельности.

Вторая провинция — натриевые, сульфатные, хлоридные, реже бикарбонатные, газифицирующие главным образом азотом, а также смешанные воды. Натрий в этих водах преобладает над щелочными землями. В пределах развития мощных толщ осадочных образований минерализация их повышается и среди анионов преобладающим становится хлор; азот замещается углеводородными газами, появляется сероводород, иод, бром и т. д.

Воды эти приурочены к местам перехода альпийской складчатой зоны к платформе, а также к краям платформы. Термальные воды поднимаются по глубоким разломам радиального типа.

Третья провинция — хлоридно-натриевые соленые воды, холодные, безгазовые или газифицирующие азотом и метаном. Для вод этой провинции характерно широкое распространение иода и брома.

Последняя провинция по географическим признакам и наличию соленосных толщ разделена на области: 1) западную, в пределах Европейской части СССР, 2) восточную, на территории Сибирской платформы, 3) южную, охватывающую юг Европейской части СССР и значительные территории среднеазиатских республик.

Районы пресных вод обычно приурочены к выступающим частям докембрийского фундамента, дренированным и промытым поверхностными водами.

Геологические структуры районов минеральных вод

Для того, чтобы правильно осуществить детальные гидрогеологические разведочные работы и обеспечить рациональную эксплуатацию минеральной воды, необходимо иметь ясное представление о геологической структуре района, в пределах которого формируется минеральная вода. Основное внимание всегда уделялось естественным выходам минеральной воды на поверхность земли, и отсюда возникали те или иные геологические представления. Разведочные работы углубляли и расширяли эти представления.

Схема происхождения минеральных источников Германии, составленная в 1940 г., указывает на связь минеральных источников с геологической структурой в районах со сложным геологическим строением, как это дается Кампом и Кнетчем (рис. 19).¹

Де-Лонэ (1899 г.), образно сравнивая рудные месторождения и термальные источники с живым организмом и трупом («là nous avons le cadavre, ici nous observons la vie»), разделил источники на две категории: жильные и пластовые [112].

Первые, по его мнению, представляют настоящие жилы термальной воды (véritables filons d'eau thermale), встречающиеся в гидрогеологических бассейнах в самых разнообразных формах.

Вторые — пластовые термальные горизонты, которые могут давать естественные выходы воды или вскрываться искусственно

¹ Эта схема нуждается в поправках, так как авторы рассматривают источники как проявление воды, поступающей на поверхность по отдельным каналам.

в виде артезианских источников. Эти горизонты в свою очередь могут питаться жильными водами.

Обращая внимание на отдельные источники, Де-Лонэ отметил следующее положение: «грифон термального источника находится в месте пересечения глубокого нарушения, по которому поднимается минеральная вода, с линией топографического понижения рельефа, определяющего высоту столба наименьшего гидростатического давления».

Наиболее обычным случаем появления горячих термальных источников являются тектонические нарушения, облегчающие выход воды на поверхность. Де-Лонэ выделил 5 категорий нарушений, с которыми связаны термальные источники: 1) диаклазы или вну-

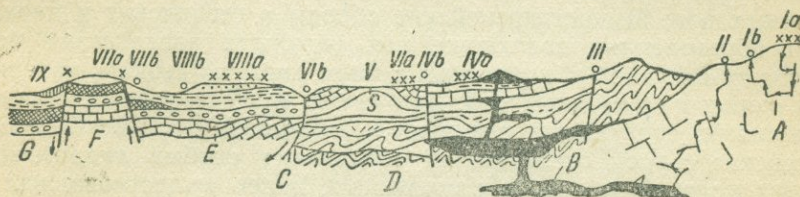


Рис. 19. Схема геологических условий минеральных источников Германии (по Кампе и Кнетчу).

Геология: А—трещиноватые массивные породы с отдельными каналами; В—молодые интрузивные породы, еще не застывшие на глубине, дающие вследствие своей высокой температуры различные газы и минеральные вещества, частично проникающие на поверхность; С—тектонические разрывы (надвиги); D—древние смятые породы; выше залегают менее смятые породы, которые вначале залегают спокойно и затем дислоцированы; Е—слабо смятые мезозойские слои внешней зоны Альп, на которых горизонтально залегают третичные отложения; F—выступающий горст с слоями бурого угля; G—опустившаяся глыба.

Источники: Ia—область питания вадозной термы; Ib—область выхода по глубоким каналам, II—область выхода ювенильного источника (вода и другие вещества из юного магматического очага); III—простой, поднимающийся по трещине, источник, область питания которого расположена в ближайших возвышенностях; IVa—область питания, IVb—область выхода простого углекислого источника (вода водозная, газ из глубины); V—скважина на соляном штоке (S); VIa—область питания, VIb—область выхода купоросного источника (вода из бурых углей); VIIa—область питания, VIIb—область выхода простого железистого источника, который образуется в рыхлых молодых отложениях; IX—лечебная грязь у источников.

трещиновые разрывы в породах, 2) складки, 3) сбросы, 4) жилы или дайки изверженных пород, 5) металлоносные жилы. Каждая категория иллюстрировалась характерным примером: первая — Эмс (Германия), вторая — Ивердон и Баден (Швейцария), третья — Виши (Франция), четвертая — Баньер-де-Люшон (Верхние Пиренеи — Франция), пятая — Пломбьер в Вогезах и др.

Де-Лонэ высказал также следующее положение: «термальные источники, как и вулканы, с которыми они связаны общностью происхождения, приурочены к наиболее молодым дислокациям земной коры (к складчатым районам и к глубоким разломам) и локализованы в достаточно ограниченных зонах земной коры, где эти явления развиты».

В 1929 г. тектонические нарушения, связанные с появлением термоминеральных вод, систематизировал на примере Пиренеев французский геолог Гастон Астр [103]. Он наметил историческую

последовательность различных типов разрывов, важную для оценки их гидрогеологических особенностей. Им выделены: 1) герцинские сбросы в древних герцинских образованиях, закрытые и утратившие в нашу эпоху гидрогеологическое значение; 2) пиренейские сбросы в герцинских образованиях, возникшие на границе миоцена и олигоцена в результате поднятия и разламывания древнего фундамента, имеющие наибольшее значение для циркуляции и выхода термальных и горячих вод; 3) пиренейские разрывы в молодых пластичных третичных образованиях, закрытые и играющие небольшую гидрогеологическую роль; 4) нарушения типа шарьяжей и надвигов, захватывающие постгерцинские образования и обуславливающие появление слабоминерализованных термальных вод; 5) постпиренейские сбросы в герцинских и пиренейских образованиях, возникшие как результат воздействия более молодых альпийских движений; с ними связаны выходы изверженных пород и подземных вод, которые Г. Астр считает остаточными явлениями, связанными с фумарольной деятельностью; 6) постпиренейские сбросы оседания, не создающие особых гидрогеологических условий, а скорее изменяющие ранее существовавший режим термоминеральных вод.

В 1931 г. автор [41] в докладе на I Всесоюзном гидрогеологическом съезде, исходя из общих геотектонических представлений, произвел систематизацию геологических структур районов минеральных вод, начиная от простых и кончая весьма сложными (табл. 21).

В дальнейшем (1941 г.) схема геологических структур была дифференцирована для различных типов минеральных вод (табл. 22).

Водообильность геологических комплексов зависит от типа геологических структур, литологии горных пород и степени нарушенности района. Каждый крупный регион, имеющий свой тектонический облик, характерные черты геоморфологии и расположенный в пределах данной климатической зоны, обладает определенными гидрогеологическими особенностями.

Для примера можно указать на Кавказ, на котором, по многочисленным наблюдениям, выделяется пять категорий горных пород, причем в пределах каждой категории величина дебита минеральных источников хорошо выдерживается (рис. 20).

I категория — глины	0—1000 л/сутки
II глинисто-песчаные породы	1000—10 000 л/сутки
III сланцы	10 000—100 000 л/сутки
IV туфогенные породы, мергели, песчаники	100 000—1 000 000 л/сутки
V известняки, доломиты	более 1 000 000 л/сутки

Это свидетельствует о том, что для некоторых типов минеральных источников существует известный предел увеличения дебита.

Кроме выделения основного типа геологической структуры и оценки водообильности комплексов, необходима фиксация характера и направления водообильных зон, с которыми

Геологические структуры минеральных вод

I тип. Платформенные области	1) Минеральная вода циркулирует по пластам и выходит на земную поверхность, благодаря эрозийным факторам, или выведена искусственным путем (Москва, Старая Русса, Бобруйск и др.) 2) Минеральные источники в пределах тех же областей, связанные преимущественно с нарушениями дизъюнктивного характера (Краинские, Сергиевские и др.)
II тип. Пограничные области платформ и складчатых сооружений	1) Минеральные воды циркулируют в зонах крупных поперечных разрывов, сдвигов и трещин (Кавказские минеральные воды, центральное плато Франции и др.) 2) Области, осложненные интрузиями, например лакколитами Кавказских минеральных вод. Пути выхода воды, кроме вышеуказанных трещин, радиальные и концентрические разломы (Пятигорск, Железноводск)
III тип. Складчатые сооружения	1) Районы преимущественного распространения простых форм — антиклиналей и синклиналей. Циркуляция и выход вод происходит в местах перегибов складок, в зонах развития трещин различных систем или в местах изгиба осевой плоскости (Боржоми, Мацеста) 2) Районы сложных надвиговых областей и покровных структур. Подъем минеральной воды происходит по вертикальным каналам, по поперечным и диагональным сбросам, трещинам и стратиграфическим контактам в зоне надвигов. Сами пологие плоскости надвигов и покровов обычно являются закрытыми и преграждают доступ воде (Псекупс, Демавендский район Северного Ирана и др.)

связана циркуляция минеральной воды. Мы уже отмечали большое гидрогеологическое значение поперечных и диагональных зон тектонических деформаций и трещин. Это хорошо можно проследить на примере Кавказских минеральных вод, где прекрасно выражены северо-восточные зоны поперечных разрывов. На Мацесте и в Боржоми наиболее водообильными оказались диагональные зоны. Очень часто водообильные участки приурочены к местам сопряжения разломов и деформаций. Так как каптажные сооружения должны устраиваться в наиболее благоприятном месте, установление водообильных зон требует тщательного геолого-структурного анализа и систематических гидрогеологических наблюдений в процессе разведочных работ.

Схема геологических структур для различных типов минеральных вод

Химическая группа	Газовый состав			Геологическая структура	Примеры	
	N ₂	CH ₄ H ₂ S	CO ₂			
I HCO ₃ ⁻ -Ca ⁺⁺ (Na ⁺)	1	→		Кора выветривания разнообразных горных пород (в любых структурах)	Источник у Петрозаводска (марциальные воды Карелии) Fe _{0,010} M _{0,15} $\frac{HCO_3^{96}}{Ca_{48}Mg_{37}}$	
		2	→	Мелкая трещиноватость в глинисто-мергельных (флишевых) породах	Ольгинский источник (верхнемеловой флиш к северу от Туапсе) HS' M _{1,2} $\frac{HCO_3^{95}}{Na_{95}}$	
			3	3а. Мелкая трещиноватость и пластовые деформации (типа сдвигов) в карбонатных известняково-мергельных породах	Нарзан Чвижипсе (Красная Поляна) CO ₂ M _{2,1} $\frac{HCO_3^{95}}{Ca_{76}}$	
				3б. Более крупные тектонические разрывы в областях развития складок и надвигов	Боржоми CO _{1,1} M _{6,2} $\frac{HCO_3^{85}}{Na_{85}}$	
	4	→		Кора выветривания горных пород, содержащих гипсы Четвертичные рыхлые отложения (в условиях недостаточного увлажнения)	Воды верхнедевонских отложений Москвы M _{4,6} $\frac{SO_4^{95}}{Ca_{37}Mg_{32}Na_{30}}$	
II SO ₄ ⁼⁼ -Ca ⁺⁺ (Na ⁺)		5	→	5а. Карстово-трещинные воды в моноклиально залегающих или слабо смятых известняковых массивах	Верхнедевонские воды, Канрика (Калужская обл.)	
				5б. Трещиноватые или пористые горизонты при широком развитии глинистых фаций, частом чередовании пород и наличии гипсов	Пермо-триасовые воды, Кострома M _{8,5} $\frac{SO_4^{89}}{Na_{87}}$	
			6	→	Условия артезианского склона (моноклиально залегающие континентальные толщи) при наличии тектонических разрывов	Кисловодский нарзан CO _{1,6} M _{2,5} $\frac{HCO_3^{59}SO_4^{29}}{Ca_{59}Mg_{23}}$ Сульфатный нарзан CO _{1,6} M _{4,2} $\frac{HCO_3^{55}CO_4^{44}}{Ca_{61}Mg_{26}}$
Cl ['] -Na ⁺ (Ca ⁺⁺)	7	→		Трещины и сбросы в туфогенных и изверженных породах (часто в гранитах). Наибольшую роль играют поперечные разрывы	Термы Абас-Тумани M _{0,4} $\frac{Cl_{52}SO_4^{29}}{Na_{85}Ca_{15}}$	
		8	→	Артезианские бассейны в складчатых областях (а также крупные впадины платформенных областей). Водоносные комплексы в известняках среди водоупорных глинистых пород; часто с нефтяными залежами	Мацеста CH ⁴ N ₂ S _{0,150} M _{12,6} $\frac{Cl_{95}}{Ca_{15}}$ (а также „хлор-кальциевые“ воды нефтеносных районов)	
			9	→	Трещиноватые зоны в условиях моноклиально залегающих свит (при наличии тектонических разрывов) и районы надвигов при наличии очагов молодого метаморфизма	Эссендуки № 17 CO _{1,6} M _{12,1} $\frac{HCO_3^{59}Cl_{40}}{Na_9}$

Месторождения минеральных вод

Минеральные источники представляют собой проявления динамических месторождений, заключенных в пределах благоприятных геологических структур. В связи с этим возникают новые требования к поискам, разведкам и каптажу минеральных вод — сле-

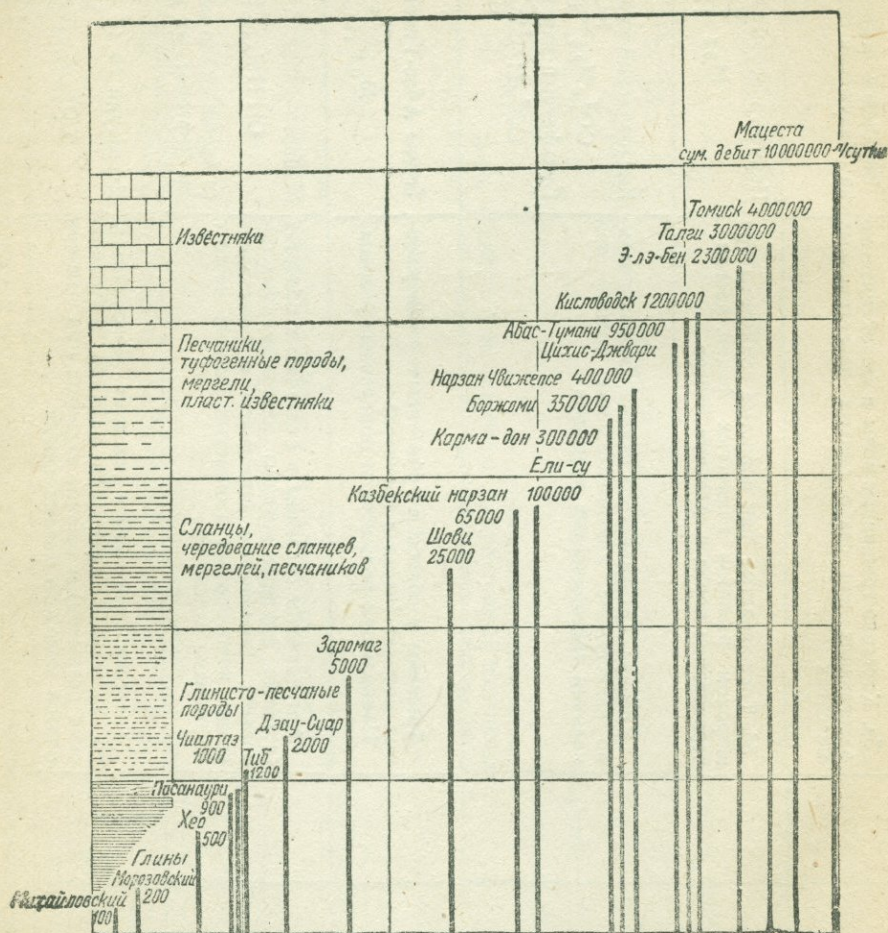


Рис. 20. Диаграмма зависимости дебита минеральных источников Кавказа от горных пород.

дует фиксировать внимание не на единичном источнике, а на месторождении, которое занимает определенный объем, имеет свои контуры, зависящие от положения его среди других вод подземной гидросферы и меняющиеся во времени и пространстве.

Понятие о месторождениях широко применяется в учении о полезных ископаемых. Вполне уместно сравнение минеральных вод с гидротермальными рудными месторождениями, а также сопоста-

вление их с нефтяными месторождениями (с которыми они часто находятся в несомненной парагенетической связи).¹

Изучение месторождений подземных вод должно принести большую пользу для развития отрасли гидрогеологии, которая получила наименование палеогидрогеологии [92]. А. Е. Ферсман всякого рода накопление элемента выше среднего кларка называет природной концентрацией его или месторождением. Естественное скопление нефти в земной коре называется нефтяным месторождением (И. М. Губкин). Во французской литературе термин «месторождение» или «залежь» (gisement) широко применяется для минеральных вод (Де-Лонэ, Арман и др.), хотя точное определение его не было дано. Для минеральных вод лечебного и промышленного значения, характеризующихся определенными количественными показателями (газовый, химический состав, специфические элементы), этот термин является вполне применимым и лучше всего отражает современное представление о залегании минеральных вод. Путем специальных работ в пределах геологических структур и водоносных комплексов может быть околонушено динамическое месторождение минеральной воды определенного состава. Оно может быть первичным или вторичным, в зависимости от того, залегает ли вода в тех пластах, где она погребена, или в тех, куда мигрировала после своего образования. Например, в природе наблюдаются «вторичные» месторождения минеральных вод с морским солевым комплексом, заключенные в массивно-кристаллических породах, откуда вода не могла заимствовать свою минерализацию.

При изучении минеральных вод необходимо различать следующие понятия.

1. Пространственное распределение главнейших генетических типов минеральных вод на больших территориях крупных геотектонических элементов. Здесь подчеркиваются закономерности распространения вод (аналогично рудным полям [31]). Наиболее удобными терминами, отражающими существо вопроса, являются гидрогеохимические поля и зоны.

2. Форма и условия залегания минеральных вод, определяющиеся геологической структурой и литологией развитых комплексов. Это и есть месторождение минеральной воды в общепринятом понимании. Здесь выступают на первый план условия локализации минеральной воды на данном участке геологической структуры, причем форма месторождения определяется совокупностью геологических, геоморфологических и гидрогеологических факторов.

3. Условия выхода минеральной воды на поверхность определяются положением канала, по которому движется вода, и соотношением его с эрозионным срезом. Так получают минеральные источники. Рациональная эксплуатация месторождения произво-

¹ И. О. Брод предложил интересную классификацию нефтяных залежей, в которой учтены и гидрогеологические моменты [3].

дится из естественных и искусственных выходов минеральной воды. Использовать максимальное количество минеральной воды желательного качества можно только в том случае, если известны условия залегания минеральных вод и контуры месторождения.

Динамика и режим подземных вод в месторождениях минеральных вод едины как для пресных, так и для минеральных вод. Поэтому для анализа этих явлений вполне приложимы теории и методы, разработанные для движения пресных вод, основанные на законах равномерного движения в однородных пластах (Дарси, Смрекера, Шези) и развитые для неравномерного движения в неоднородных пластах Г. Н. Каменским. Однако следующие три элемента вносят некоторую специфику в динамику минеральных вод: 1) температура, 2) химический состав, 3) газоносность.

По существу, мы имеем движение неоднородной жидкости с переменным составом и температурой. Появление газовой фазы в поверхностных зонах (в виде пузырьков свободно выделяющегося газа) снижает удельный вес жидкости, вызывая условия газлифта, что накладывает весьма характерные черты на динамику и режим газовых вод.

Подъем минеральной воды из глубины происходит не под «напором газов», так как весь газ на глубине находится в растворенном виде, а в результате гидростатического давления, определяемого разницей отметок мест питания и выхода, и зависит от геологических и гидрогеологических условий района, высоты и величины области питания, характера водоносных комплексов, их водообильности и т. д.¹

Общая теория, охватывающая все стороны динамики такой сложной жидкости, какой является термальна́я газовая минеральная вода переменного состава, еще не разработана. Разность температур может влиять на скорость течения (термосифон), удельный вес жидкости (при увеличении минерализации) также должен приниматься в расчет, но обычно масштабы отклонений в зависимости от этих двух элементов невелики и не всегда оказывают заметное влияние на основной процесс движения жидкости, происходящий в результате гидростатического давления.

¹ Исключение составляют гейзеры, в которых пьезометрический уровень может быть отрицательным (т. е. лежать ниже поверхности земли), и извержение происходит вследствие внезапного паробразования. По Бунзену, дегаельность гейзеров объясняется тем, что вода, в результате давления в подземных каналах, достигает температур более 100°C без кипения. Если в каком либо пункте кипение начинается, водяной пар поднимает столб воды и перегретые водные массы попадают в зоны меньшего давления и более низких температур кипения. По мере распространения процесса кипения образовавшиеся огромные массы пара выбрасывают воду выше поверхности земли. Следует отметить, что гейзеры встречаются только в районах современной или недавней вулканической деятельности, как исключительное явление. Кроме того, весь этот процесс происходит у поверхности земли, куда вода поднимается также в результате гидростатического напора. Последние исследования гейзеров в США показали большую зависимость деятельности гейзеров от выпадающих атмосферных осадков в областях питания.

Температура не играет большой роли в изменении удельного веса воды:

$t^{\circ}\text{C}$	Удельный вес
-10	0,99815
0	0,999868
4	1,000000
10	0,999727
20	0,998230
30	0,995673
60	0,983240
100	0,95838

По подсчетам Кампе [24] для термального источника с температурой воды у выхода 35°C , при среднегодовой температуре 8° (если считать, что в нисходящей ветви такая же температура), падение давления составляет не более 0,0058, что создает при глубине 900 м, в соответствии с геотермической ступенью, избыточное давление в 5,2 м. Кампе полагает, что «при огромном сопротивлении, оказываемом естественными подземными путями течению воды, эта величина является совершенно незначительной».

Обычно лечебные воды имеют общую минерализацию не более 10 г/л и большинство минеральных вод — не более 35 г/л (минерализация океанической воды),¹ т. е. наибольший удельный вес вод будет определяться величиной порядка 1,02 (т. е. при расчете напора столба жидкости в 100 м добавочное давление будет составлять около 2%). В районе же Кисловодска минерализация вод колеблется от 0,5 до 5 г/л (или от 0,5 до 0,05%). Максимальный удельный вес вод равен примерно 1,005, в каптажном колодце он равен 1,002—1,003, т. е. амплитуда колебания удельного веса равна $1,005 - 1,000 = 0,005$, что составляет 0,5% по отношению к удельному весу пресных вод и на расчеты практически не влияет.

В природе, в местах разгрузки водоносных горизонтов или зон, обычно имеют место общие депрессионные воронки для вод с различной степенью минерализации. Со стороны области питания происходит подтекание пресных вод, образующихся за счет атмосферной влаги, определяющих и регулирующих напор всей артезианской системы, в том числе и поступление минерализованных вод. Минеральные воды подтягиваются из области напора в места естественной разгрузки (или в места искусственно создаваемых депрессий в скважинах, колодцах, например при откачках) в виде своеобразных языков, форма которых зависит от структуры гидрогеологических особенностей района. Примером могут служить «динамическая залежь» Старой Мацесты (рис. 21) и «язык» у Нарзана (рис. 22).

¹ В последнее время для лечения начали применять даже рассолы, разбавляя их в ваннах (Усть-Качка на Урале).

Граница между минеральными и пресными водами, установленная по наиболее характерному элементу, называется нами «фронтом» (по аналогии с метеорологическими процессами). Фронт минеральных и пресных вод имеет сложные очертания, зависящие от степени нарушенности и дренированности участка и вклинивания

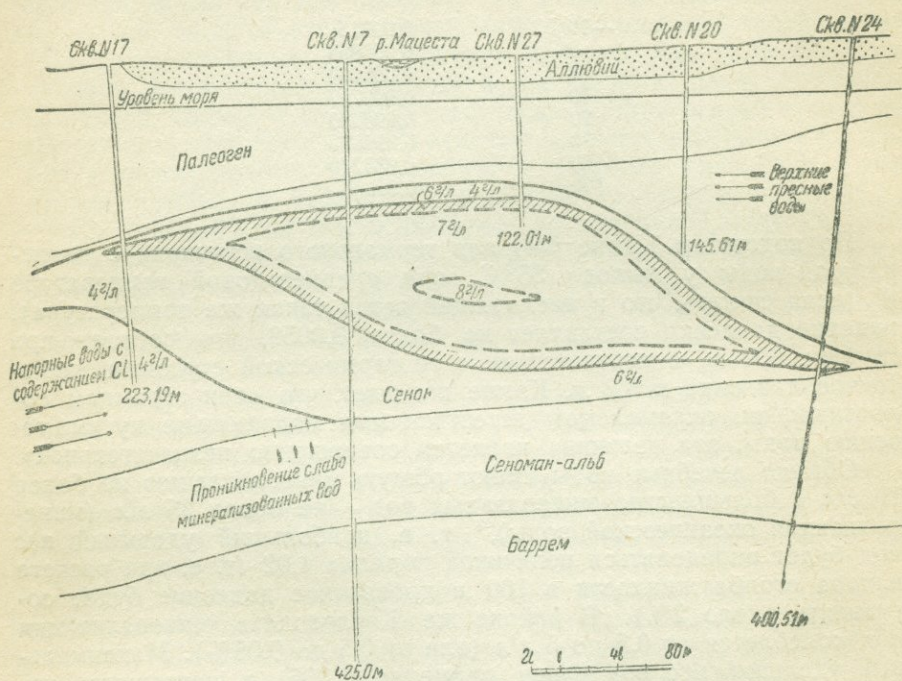


Рис. 21. Разрез „динамической залежи“ сероводородных вод Старой Маесты (изохлориды в поперечном разрезе).

пресных вод. На положение фронта влияет и состояние разведанности и эксплуатации месторождения.

Обычно выход наиболее минерализованных вод бывает приурочен к второстепенным, а не к главным каналам или сбросам, с которыми, в силу более свободного движения воды по ним, чаще всего, связаны более опресненные струи.

Изучить месторождение минеральных вод и правильно оценить его возможно лишь при одновременном учете и анализе основных элементов месторождения: 1) геологической структуры, 2) геотермических условий, 3) гидрохимии, 4) газоносности и 5) динамики и режима вод.

Анализ каждого элемента должен производиться комплексно и в историческом аспекте, так как важно не только фиксировать современное его состояние, но и воссоздавать ход его развития

в течение определенного геологического времени. Необходимо учитывать, что в большинстве месторождений минеральных вод наблюдается эксцентричное наложение различных свойств и простое гармоничное сочетание основных элементов месторождения (температура, минерализация, напор) не имеет места в природе. В частности, не всегда высокоминерализованная вода бывает наиболее глубокой циркуляции и, следовательно, наиболее теплой.¹ Напор минеральной воды в значительной мере определяется уровнем поверхностных пресных вод в области питания.

Месторождения трех главнейших типов газовых вод — углекислых, сероводородных и радиоактивных (табл. 23) — рассматриваются в следующих главах.

Таблица 23

Основные типы месторождений газовых минеральных вод
(лечебных)

Тип вод	Наименование типичного месторождения	Характеристика месторождения
Углекислые воды $CO_2_{\text{своб}} > 0,25 \text{ г/л}$	1. Нарзан (Кавказ)	Гидрокарбонатно-кальциевые холодные воды, иногда с повышенным содержанием натрия и магния, в зонах неглубоких тектонических разрывов, преимущественно в карбонатных породах
	2. Карлсбад (Богемия)	Горячие и термальные воды сложного состава в зонах глубоких разломов, в районах развития неинтрузий и эффузий
	3. Боржоми (Грузия)	Гидрокарбонатно-натриевые термальные воды в зонах сбросов, преимущественно в флишевых породах. В районах антиклинальных структур в осевых частях складок
	4. Эссентуки (Северный Кавказ)	Хлоридно-гидрокарбонатно-натриевые холодные и термальные воды в краевых зонах развития битуминозных пород и мергельных свит в мелкотрещиноватых свитах с наличием неглубоких сбросов
	5. Арзни (Армения)	Хлоридно-натриевые холодные и термальные воды в районах развития соленосных фаций и осадочных свит с наличием морского комплекса

¹ Характерен пример среднеазиатских теплых газированных азотом минеральных источников. Они гораздо менее минерализованы, иногда в несколько раз по сравнению с рядом находящимися «пресными» источниками.

Тип вод	Наименование типичного месторождения	Характеристика месторождения
Сероводородные воды (сульфидные) $\Sigma \text{H}_2\text{S} > 1 \text{ мг/л}$	6. Мацеста (Черноморское побережье)	Хлоридно-натриево-кальциевые термальные воды метаморфизованного морского типа с высокой концентрацией сероводорода, приуроченные к трещиноватым карбонатным свитам
	7. Арчман (Копет-Даг)	Субтермальные и холодные воды сложного состава (сульфатно-хлоридно-гидрокарбонатные, магниевые-кальциевые-натриевые) с невысоким содержанием сероводорода и общей минерализацией, приуроченные к зонам тектонических разломов в карбонатных свитах
	8. Краинка (Калужская обл.)	Сульфатно-кальциевые воды (гипсовые) с невысоким содержанием сероводорода и неглубоким восстановлением сульфатов в четвертичных отложениях
	9. Псекупс (Кубано-Черноморская обл.)	Хлоридно-гидрокарбонатно-натриевые термальные и горячие воды в краевых зонах развития битуминозных и флишевых пород
	10. Пиреней (Франция)	Гидросульфидные кремневые слабо минерализованные термы в зонах глубоких разломов на контакте интрузивных метаморфических и осадочных пород
Радиоактивные воды		
Для радиевых вод $\text{Ra} > 10^{-11} \text{ г/л}$	11. Иохимсталь (Богемия)	Жильные радиеносные воды урано-радиевых месторождений

УГЛЕКИСЛЫЕ ВОДЫ

Общие сведения об углекислых водах и их распространении

Углекислые воды являются наиболее ярко выраженным типом газовых минеральных вод. Многочисленные «нарзаны» Северного Кавказа, «маджари-цхали» Грузии, «аршаны» Монголии, «зауэрлинги» Германии, обычно расположенные в живописных горных районах, всегда привлекали к себе внимание исследователей; местное же население заботливо охраняло углекислые источники и широко их использовало как средство народной медицины. Наиболее крупные углекислые источники послужили основой для развития популярных курортов (Кисловодск, Боржоми, Арзни, Аршан-Тункинский, Дарасун, Ласточка, Виши, Вильдунген, Эмс и др.).

Районы углекислых вод приурочены к зонам развития крупных тектонических разрывов и молодых вулканических очагов (третичных и четвертичных), а также к местам проявления регионального метаморфизма. Границы распространения углекислых вод подчиняются сложным закономерностям. В тектоническом отношении наиболее крупные гидрогеохимические зоны углекислых вод в Западной Европе расположены к северу от альпийской зоны, в зоне варисцид, осложненных альпийскими деформациями с наличием очагов вулканизма. Во Франции углекислые воды сосредоточены на Центральном плато Франции; в Германии отчетливо намечается «пояс углекислых вод Германии», тянущийся в широтном направлении от Рейнской области (Эйфель-Фогельсберг) к Рудным горам в Чехословакии (рис. 23). Характерно, что Альпы с их сложной покровной структурой не имеют молодых вулканических очагов и лишены углекислых источников, так же как и Центральные Пиренеи. К югу от Пиренеев, в Восточных Альпах и далее на Балканах и в Карпатах углекислые источники хотя и встречаются, но районы их развития не достигают больших размеров.

На Кавказе выделяются две крупные зоны углекислых вод. Одна из них приурочена к центральным частям Большого Кавказа,

другая расположена на Малом Кавказе. В пределах последней зоны в Аджаро-Триалетской системе наблюдается приуроченность углекислых вод к определенному литолого-стратиграфическому комплексу — к палеоценовому флишу, представляющему собой чередование карбонатных и глинистых пород, подстилаемых из-



Рис. 23. Распространение третичного и четвертичного вулканизма в Германии и связь с ним углекислых источников.

1—проявления вулканизма; 2—углекислые источники; 3—линии разрывов.

вестняками верхнего мела. Здесь углекислые воды не располагаются концентрически вокруг молодых вулканических очагов, а проявляются в зонах разрывов в осевых частях брахиантиклинальных складок.

К востоку от Кавказа термальные углекислые воды известны на Памире в Таджикистане и на южном Тянь-Шане в Киргизии. Далее зона углекислых вод намечается в Восточных Саянах (наиболее крупный источник здесь Аршан-Тункинский). Большая часть Забайкалья представляет крупную область развития углекислых вод низких температур в районах вечной мерзлоты. На Дальнем Востоке углекислые воды занимают большую территорию Сихотэ-

Алиня. Наконец, на Камчатке в районе современной вулканической деятельности среди горячих источников появляются локально холодные углекислые воды, отлагающие травертины.

Образование углекислых вод нельзя рассматривать как явление, возникшее исключительно в данный момент. Накопление углекислоты в природных водах может происходить в определенный промежуток времени, в течение которого она мигрирует вместе с водой как в вертикальном, так и в горизонтальном направлении.

Углекислота, растворенная в природных водах, в пределах крупных тектонических районов образует подобие «газовой шап-

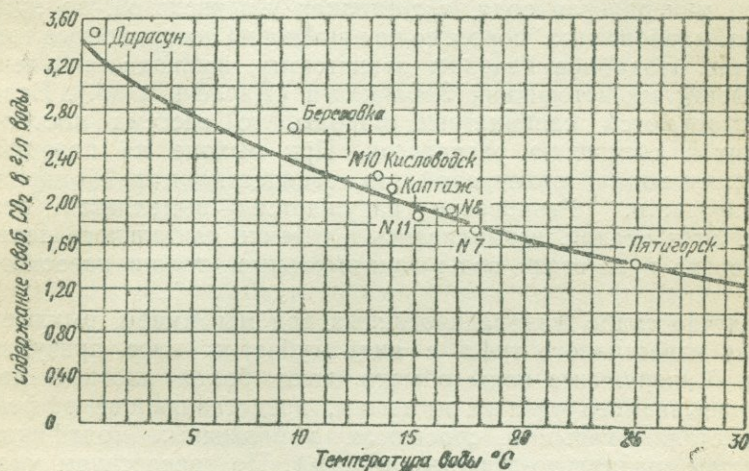
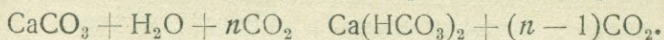


Рис. 24. Температура и содержание свободной углекислоты в углекислых источниках.

ки». На небольшой глубине, 8—20 м, вся углекислота находится в растворе и образует единую с водой динамическую систему. При вскрытии углекислых вод происходит снижение давления, появляется газовая фаза, уменьшается удельный вес восходящей колонны жидкости и, как следствие, возникают пульсирующие углекислые источники. Выходя на земную поверхность, углекислые воды отдают в атмосферу весь избыток выносимой ими CO₂ и сохраняют в растворе лишь то количество, которое отвечает условиям растворимости при данной температуре (рис. 24).

В процессе циркуляции углекислота накладывает своеобразные черты на химический состав вод. Прежде всего она усиливает растворяющую способность воды. Часто при сходном химическом типе пресных и минеральных вод углекислые гидрокарбонатно-кальциево-магниевые воды отличаются несколько повышенной минерализацией и высоким содержанием двухвалентного железа (Fe²⁺). В чистой же воде, не содержащей углекислоты, при 16° C растворяется всего 13,5 мг CaCO₃ на 1 л. Углекислый газ, реаги-

руя с углекислым кальцием, переводит его в двууглекислый кальций, обладающий уже значительной растворимостью. Процесс растворения CaCO_3 углекислотой — обратимый процесс; состояние равновесия устанавливается при некотором избытке углекислоты:



Часть избыточной углекислоты, способная растворять карбонат кальция, называется агрессивной углекислотой. В поверхностной окислительной зоне агрессивность вод увеличивается, причем очень часто минеральная вода, неспособная к растворению CaCO_3 , ввиду того, что она не содержит избыточной углекислоты, приобретает эту способность при разбавлении пресной водой.

Если минеральная вода, насыщенная углекислотой, по пути не встретит карбонатных пород, то она выйдет на поверхность в том же состоянии. Подобное явление, повидимому, наблюдается в некоторых углекислых источниках Забайкалья (Дарасун и др.). Если по пути встречаются карбонатные породы, то система постепенно приходит к состоянию равновесия. При выходе на поверхность углекислая вода теряет свой газ, вследствие малой парциальной упругости. Равновесие нарушается — выделяется осадок CaCO_3 . Этот осадок, накапливаясь в течение длительного периода, образует на пути стока воды значительные толщи известкового туфа.

В случае слабо минерализованных вод мы имеем рыхлые отложения известкового туфа в виде губчатых масс причудливой формы. Минеральные воды обычно дают более плотные натечи туфа, называемого травертином, представляющие эффективные кристаллы кальцита, сросшиеся в различных модификациях (волнистые, радиально-лучистые и т. д.). По травертинам удается синхронизировать возраст террас и установить высоту гидростатического напора воды в прошлые времена.

При более высоких температурах и при наличии некоторых элементов, например стронция, углекислая известь кристаллизуется в виде желтоватых кристаллов ромбического арагонита или в виде ромбоэдрического кальцита. Местами можно наблюдать изменение состава травертинов, происшедшее, повидимому, по мере охлаждения воды.

Широко известен отлагаемый карлсбадскими горячими водами шпрудельштейн — кристаллический арагонит, лентообразно окрашенный гидратом окиси железа. Своеобразной (оолитовой) формой шпрудельштейна является гороховый камень. Железистая охра обычно отлагается в виде мелкозернистого осадка, окрашенного в желтый, красный, а иногда в черный цвет. Она образуется в результате процесса окисления и появления нерастворимого гидрата окиси железа.

Замечательным примером отложений травертинов является «Горячая гора» в Пятигорске. Наличие травертиновых панцирей на северном, северо-восточном и южном склонах горы Машук свидетельствует о том, что углекислые термальные воды вытекали почти

со всех сторон. Травертиновые потоки начинаются из отчетливо выраженных фокусов, которые хорошо выделяются в рельефе.

Изучение соотношения травертинов с террасами и находки остатков костей ныне вымерших животных (слонов, носорогов) и флоры позволили И. К. Ивановой установить синхроничность их отложения с определенными этапами четвертичного времени (гюнц, миндель, ресс, вюрм). Распространение травертинов свидетельствует о широкой и далеко еще незаконченной миграции минеральных источников в Машука.

Химический и рентгенографический анализы травертинов показали, что в отложении известкового туфа большую роль играют различные организмы (В. Л. Исаченко), которые составляют основу для выпадения углекислого кальция (CaCO_3 до 91—95%). Кроме углекислого кальция, встречаются: CaSO_4 — 2—3%; MgCO_3 — 2—4%, Fe_2O_3 — 0,2—0,3%. Из тяжелых металлов встречены: MnO_2 — 0,01—0,10%, ZnO — 0,02—0,06%, следы свинца и бария. Кроме того, обнаружены SiO_2 и Al_2O_3 .

Динамика углекислых вод и методы ее изучения

Динамика и режим углекислых вод приобретают специфические особенности у поверхности земли, где появляется газовая фаза. Ниже определенной глубины, которая называется глубиной предельного давления, пузырьки свободно выделяющегося (спонтанного) газа отсутствуют и мы имеем с точки зрения динамики практически безгазовую воду.

Для углекислых вод характерно, что в газовом составе подавляющий процент объема газа приходится на углекислоту. Дебит свободно выделяющейся углекислоты обычно равен дебиту воды или превышает его в 1,5—3 раза. В азотных же термах отношение дебита газа (азота) к дебиту воды равняется всего 0,01—0,0001. Неравномерность выделения углекислоты, характер водовыводящих каналов и подмешивание пресных грунтовых вод вызывают явление пульсирующего режима—интермиттенцию (рис. 25). Газовый фактор заставляет с особой тщательностью изучать режим и весьма осторожно давать количественную оценку дебита углекислых вод. При вскрытии углекислой воды скважинами происходит фонтанирование и самоизлив с большим дебитом, но по мере истечения наблюдается уменьшение дебита и для сохранения самоизлива требуются специальные мероприятия. Теория динамики газовых углекислых вод разработана на примере углекислых вод Чехословакии (Карлсбад, Мариенбад) Р. Кампе и углекислых вод бассейна Виши (Центральное плато Франции) Л. Арманом [102]. В СССР опытные работы по изучению динамики газовых вод проводились на курортах Дарасун (Забайкалье), Аршан (Восточные Саяны) и в Кисловодске (Кавказ).

По Кампе, углекислые газифицирующие источники аналогичны насосам Маммут (эрлифт), в которых жидкость поднимается, благодаря нагнетанию воздуха в подъемную трубу. Энергия, сообща-

мая таким воздушным насосом при сжатии и нагнетании воздуха в воду, вначале является потенциальной энергией давления. При выделении и расширении газа она постепенно превращается в энергию движения.

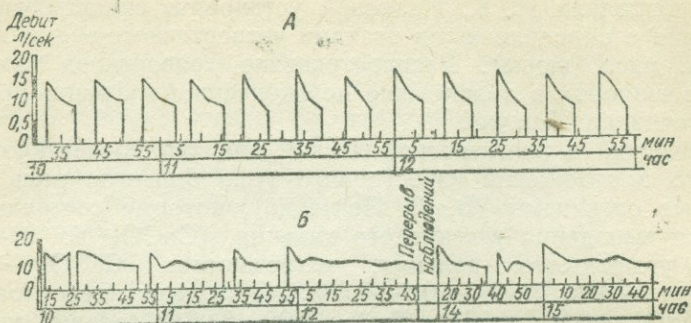


Рис. 25. Интермиттенция углекислой воды в скв. № 4 в Аршане (по А. И. Силину-Бекчурину)

А—истечение из трубы на высоте 2,7 м над устьем; В—истечение из трубы на высоте 1,2 м над устьем; интервалы между фонтанированиями стали реже.

В восходящем газированном источнике циркулирует механическая смесь воды и газовых пузырьков. Истечение газовой воды происходит за счет снижения статического давления в восходящем канале источника.

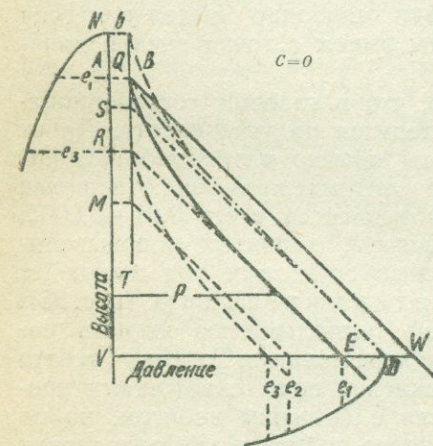


Рис. 26. Соотношение между давлением и дебитом газового источника (по Р. Кампе)

А—В—атмосферное давление у выхода воды; Q; В—W—прямая статического увеличения давления в воде; В—Е—линия давления смеси газа и воды в спокойном состоянии; Р—предельное давление на глубине Т; U—D—внутреннее давление на глубине U; e_1 и e_2 —дебиты воды на отметках R и M; e_3 —дебит газированной воды на отметке E; D—B—динамическая кривая давления при истечении воды.

Удельный вес смеси воды с газом меньше удельного веса воды и уменьшается по мере увеличения объема, занимаемого газовыми пузырьками. В несжимаемых жидкостях давление определяется произведением удельного веса на вертикальную высоту столба жидкости (в этом случае графически давление, как функция глубины, дает прямую линию, тангенс угла которой выражает удельный вес).

Смесь воды с газом является сжимаемой жидкостью, так как объем газа при увеличении давления уменьшается. Следовательно, удельный вес газовой эмульсии выражается кривой, тангенсы угла которой к вертикали по направлению кверху уменьшаются, т. е. одно и то же давление на глубине в газированном источни-

ке может поддерживать более высокий столб жидкости, чем в источнике, не содержащем газа (рис. 26).

Расчет давления как функции глубины производится следующим образом.

Удельный вес эмульсии = $\frac{\text{абсолютный вес}}{\text{объем}}$ или

$$\gamma = \frac{1+g}{1 + \frac{g}{\eta p} - \alpha}$$

где g — вес газа, сопровождающего единицу веса;

η — удельный вес газа;

α — коэффициент растворимости газа в воде;

p — удельное давление.

Величиной g , входящей в числитель, ввиду ее небольшого значения можно пренебречь, вместо $\frac{g}{\eta}$ подставить постоянную r (общий объем газа, сопровождающего весовую единицу воды), тогда

$$\gamma = \frac{1}{1 + \frac{r}{n} - \alpha}$$

В пределах бесконечно малого приращения глубины существует пропорциональная зависимость между давлением и глубиной, выражаемая уравнением:

$$dp = \gamma dh.$$

Отсюда

$$dh = \frac{dp}{\alpha} = dp - \alpha dp + n \frac{dp}{p}.$$

Интегрируя в пределах $p = p$ и $p = b$ (атмосферное давление), получаем:

$$Sdh = Sdp - \alpha Sdp + rS \frac{dp}{p} + \text{const},$$

откуда

$$h = p - b - \alpha(p - b) + r \ln \frac{p}{b},$$

где $h = p - b$ — давление в чистой воде.

Члены в формуле $r \ln \frac{p}{b} - \alpha(p - b)$ показывают, насколько глубже то же самое давление наступает в газированном источнике.

При определенном предельном давлении P весь газ поглощен водой, ниже зоны предельного давления происходит возрастание давления, как в обыкновенной жидкости, т. е. пропорционально глубине.

Предельное давление может быть вычислено по формуле:

$$\frac{G}{\eta \cdot P} = \alpha$$

или

$$P = \frac{G}{\eta \alpha}$$

В вышеприведенных уравнениях нет значения для диаметра канала, по которому циркулирует газированная вода, но в действительности форма и размеры поперечного сечения оказывают большое влияние. Следует учесть, что при составлении уравнения допускалась одинаковая скорость воды и газа, а этого обычно в природе не происходит, так как газ обладает по сравнению с поднимающейся водой большей скоростью. Смесь воды и газа представляет собой такую систему, при которой частицы массы взаимно смещаются, причем газовые пузырьки совершают как движение с водой, так и движение по отношению к воде.

Можно представить всю сумму сечений отдельных газовых пузырьков в виде одного общего поперечного сечения идеальной газовой струи, сопровождающей водяную струю.

Тогда удельный вес самой минеральной воды в поперечном сечении f будет $f - f_{\text{газ}}$, откуда

$$\gamma = \frac{f - f_{\text{газ}}}{f}$$

Для газовой и водяной струи секундный расход равен поперечному сечению, умноженному на скорость: опережающая скорость газа влияет на уменьшение сечения газовой струи и увеличение удельного веса, т. е. чем больше опережающая скорость, тем менее благоприятны условия для истечения газового источника. При теоретической относительной скорости $v = \infty$ поперечное сечение газовой струи, по сравнению с водой, должно было бы сузиться до $f_{\text{газ}} = 0$, т. е. создались бы условия, как и для обычной воды; при $v = 0$ наступают благоприятные условия для истечения газовой воды.

По Кампе, в струе с круглым поперечным сечением $d = 150$ мм, опережающая скорость $v : 0,4$ м/сек. В более широких каналах она быстро возрастает, а в узких приближается к нулю. Другие авторы в различных случаях давали следующие величины $v : 0,24$ м/сек (Бишоф), до $0,34$ м/сек (Гефер), $0,26 - 0,86$ м/сек (Эйснер) и т. д.

Если учитывать опережающую скорость, формула удельного веса движущей газовой эмульсии приобретает другой вид:

$$\gamma = \frac{1}{2n} \left(n - \frac{r}{p} - 1 \right) \pm \sqrt{\left[\frac{1}{2n} \left(n + \frac{r}{p} - 1 \right) \right]^2 + \frac{1}{n}}$$

При этом

$$n = \frac{f}{Q}$$

где f — поперечное (постоянное) сечение канала:
 Q — дебит.

В работе Кампе дается графо-аналитический метод для установления зависимости дебита источника, удельного веса эмульсии, поперечного сечения и т. д.

В результате можно установить оптимальное поперечное сечение. Чем меньше поперечное сечение струи, тем круче кривая давления и поэтому тем больше дебит. Но так как при уменьшении поперечного сечения увеличивается сопротивление движению и, следовательно, снижается дебит, то для каждого газированного источника существует точно соответствующий каждой данной глубине оптимум поперечного сечения в отношении дебита. Поэтому при подъеме газированной воды рекомендуется эмпирическим путем определять наиболее выгодный диаметр труб и устраивать телескопическую систему труб с постепенно уменьшающимся диаметром кверху — так называемый сифонид.

Дебит газовых источников отличается от дебита обычных пресных источников тем, что в то время как для последних можно (путем повышения уровня или путем сужения выхода) постепенно довести его до 0, в газированных водах при достижении определенного предельного значения дебита происходит обрыв струи и зеркало спокойного состояния устанавливается на уровне, лежащем ниже того уровня, при котором произошло последнее изливание воды. Этим объясняется также и тот факт, что некоторые газированные источники (особенно углекислые) требуют предварительной откачки, после чего они уже начинают изливаться.

Например, в Дарасуне в буровой скважине путем отлива вызывалось фонтанирование углекислой воды [73]. Через 1,5—2 часа после начала фонтанирования производилось постепенное наращивание труб и соответствующие измерения дебита и уровней воды по пьезометрам. Кривая дебита (рис. 27) круто поднимается вверх и при высоте 6,7 м обрывается. В этот момент уровень воды резко падает, достигая предельной отметки нормального пьезометрического уровня 0,5 м. Этому пункту на кривой соответствует минимальный предельный дебит 0,75 л/сек.

Особенности динамики газовых минеральных вод заставляют вести точные наблюдения за режимом ее выходов. Так как наиболее важной величиной, необходимой для расчетов, является отношение $v = \frac{Q_g}{Q_w}$, где Q_g — дебит газа и Q_w — дебит воды, прежде всего важно обеспечить замер дебита вытекающей воды (напри-

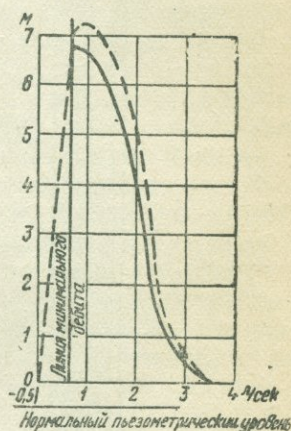


Рис. 27. Кривые дебита и уровня воды при фонтанировании скв. № 24 в Дарасуне (по А. И. Силину-Бекчурину).

мер, объемным способом прибором достаточной точности) и измерение дебита выделяющегося газа.

Л. Арман рекомендует для определения дебита газа пользоваться газоотделителями. Вода с газом подается под колокол, накрывающий сосуд с водой (см. рис. 74). Дебит жидкости изме-

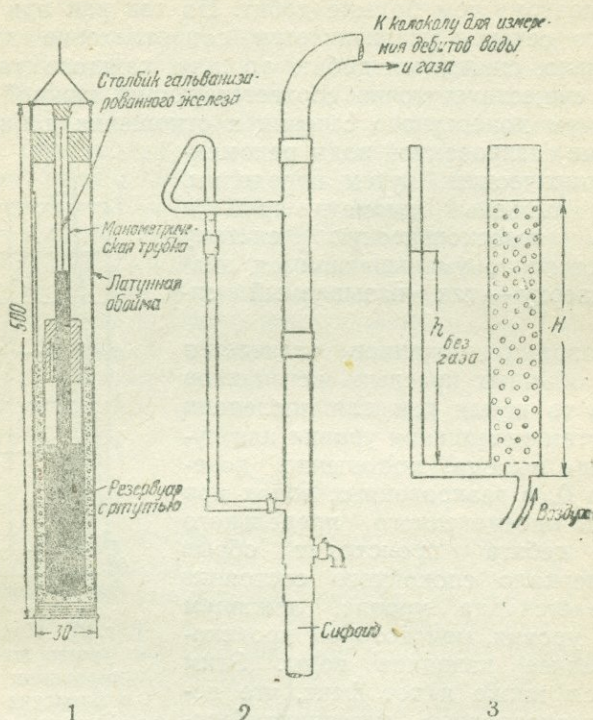


Рис. 28. Приборы для изучения газовых вод (по Арману).

1—максимальный манометр; 2—манометрическая трубка у головки скважины; 3—прибор для изучения плотности газовых вод.

ряется у спускного крана, в то время как дебит газа определяется на верхней трубке специальным счетчиком, работу которого контролирует манометр. Для больших дебитов вместо счетчика можно воспользоваться определением дебита, выходящего под некоторым давлением газа через отверстие определенного сечения по формуле:

$$Q_{\text{газ.}} = 0,13d^2 \sqrt{\frac{h}{\alpha}},$$

где h — давление в кг водяного столба;
 α — вес одного литра газа в г;
 d — диаметр отверстия в мм.

При изучении дебита газа важно отмечать условия, при которых производились наблюдения: температура воздуха, атмосферное давление, влажность и т. д.

Кроме отношения $\frac{\text{дебит газа}}{\text{дебит воды}}$, необходимо знать глубину появления газовой фазы и давление на глубине (действительный напор).

Глубину появления газовой воды можно рассчитать, зная увеличение растворимости с увеличением давления; например, для слабо минерализованных кисловодских нарзанов можно принять растворимость CO_2 в интервале температур $13\text{--}18^\circ$ в 1000 мл на каждые 10 м глубины воды в скважинах.

Например, объем выделяющегося газа на 1000 мл воды при $V_2 = 300 \text{ мл/л}$, $v = 0,8$, глубина появления газовой фазы $h = 8,0 \text{ м}$ при $V = 1360 \text{ мл}$, $v = 1,36$, $h = 13,6 \text{ м}$ и т. д.

Можно определить глубину появления газовой фазы, определяя величину концентрации водородных ионов рН на различных глубинах (электрометрическим способом), или путем измерения сопротивления воды прохождению электрического тока.

Давление на глубине определяется путем измерения «кажущейся» плотности эмульсионной колонны (удельного веса), равной действительной плотности + потеря напора от трения в трубах. Ее можно измерять у выхода газовой воды манометрической трубкой или специальным манометром непосредственно в трубах на различной глубине. При наличии сифоида давление определяется по длине труб, среднему удельному весу эмульсии и атмосферному давлению.

Прибор для измерения «кажущейся» плотности у выхода состоит из прямой трубы, которую можно прикрепить к продолжению сифоида с помощью муфты. У трубы имеются два перпендикулярных отвода, соединенных посредством стеклянной манометрической трубочки, которая позволяет следить за уровнем воды. В нижней части трубы имеется кран, посредством которого течение эмульсии регулируется таким образом, чтобы пузырьки газа не попадали в боковую трубочку. Таким образом создается разность уровней, которая позволяет вычислить кажущуюся плотность $\rho_k = \frac{h}{H}$. Для изучения влияния поперечного сечения можно вверху установить диафрагмовый затвор и изменять дебит воды. Этот прибор дает хорошие показатели при небольших дебитах (менее 14 000—15 000 л/сутки).

Возможно измерять давление непосредственно на различных глубинах специальным манометром, сконструированным Л. Армано. В латунную трубку с продолговатым отверстием вставлен резервуар с ртутью, в который погружена стеклянная трубка. Вода проникает в отверстие и давит на ртуть. Последняя поднимается и сдавливает воздух в трубке. Высота подъема определяется по отпечатку амальгамированной части стержня, вставленного в середину стеклянной трубки. Действительное давление на глубине

определяется с учетом атмосферного давления и температур воздуха и воды (см. рис. 28).

В источнике св. Анны (Шатель-Гуйон) Л. Арманом были получены следующие интересные величины: для глубины 8 м — давление в метрах водяного столба (сверх атмосферного) равно 3,5 м, для 15 м — 6,3 м, для 23 м — 10,80 м, т. е. получается, что эмульсионная колонна в 23 м соответствует только 10,80 м воды, или, иначе говоря, как бы происходит откачка насосом с уровня 12,20 м ниже выхода. Эти расчеты могут иметь большое значение при изучении вопросов бактериального загрязнения газовых вод.

Арман специально обращает внимание на анализ изменения характеристики газового источника под влиянием изменения состояния выхода, поперечного сечения канала и т. д. Обычно характеристика источника графически выражается кривой дебита в зависимости от напора. Для газовой воды мерой напора является давление (в метрах водяного столба) в точке, где весь газ находится в растворе. При дебите, равном 0, газ не играет никакой роли и напор равен напору колонны воды, поднимающейся до устья скважины. По мере того, как дебит возрастает, два фактора все более и более влияют на напор в противоположных направлениях — 1) трение и 2) уменьшение веса эмульсионной колонны. Чтобы получить максимальный дебит у источника, нужно выбрать такой каптаж, чтобы дебит его был не меньше критического дебита.

Особый интерес для изучения представляет явление интермиттенции газовых источников (периодическое действие источников, пульсация). По Арману, весь газ на глубине находится в растворенном состоянии; для этого достаточно давление всего около 4 атмосфер. По его мнению, изолированных каналов в природе не существует, так как обычно имеется единая газо-водоносная гидравлически связанная система и отношение дебита газа к дебиту воды постоянно.

При самоизливе давление в буровой скважине или источнике (на глубине, где появляется газовая фаза) минимальное и вода из водоносной зоны поступает в скважину. Благодаря меньшему давлению спонтанный газ выделяется более усиленно, вес газовой колонны уменьшается и происходит фонтанирование. В результате давление в скважине делается большим, чем в зоне питания скважины, газовая вода вместо истечения наружу начнет насыщать окружающий участок и наступает перерыв в функционировании. Следовательно, в это время дебит источника или скважины бывает недостаточным для обеспечения выделения газа, цельность эмульсионной колонны нарушается и уровень воды устанавливается ниже устья выхода вод. Далее уровень воды опять начинает повышаться и, когда он достигнет устья, происходит истечение сначала со слабым дебитом и почти без газа, затем давление в каждой точке колонны уменьшается, часть растворившегося газа начинает появляться в виде пузырьков, которые облег-

чают вес колонны, истечение усиливается и опять происходит фонтанирование и т. д.¹

Заметное влияние на дебит углекислых вод оказывает атмосферное давление, с увеличением которого дебит уменьшается, а с падением — увеличивается.

Химический состав и основные типы месторождений углекислых вод

Углекислые воды могут быть самого разнообразного химического состава, что объясняется наложением метаморфического процесса образования углекислоты на любые иные геохимические условия, господствующие в данном геологическом районе. Однако среди углекислых вод отмечено преобладание гидрокарбонатных, собственных промытым зонам (табл. 24). Углекислые воды обычно приурочены к тектоническим поднятиям, следствием чего является их сравнительно невысокая минерализация. Большинство углекислых источников имеет общую минерализацию воды в пределах 1—10 г/л, меньшая их часть — от 10 до 20 г/л и только отдельные представители имеют минерализацию до 30 г/л. Многие деризатные углекислые источники имеют минерализацию пресных вод около 0,5 г/л.

Среди углекислых вод выделяются следующие типы:

1. Углекислые гидрокарбонатно-кальциевые воды, иногда с повышенным содержанием натрия, магния и сульфатов (типа нарзанов). Подобные воды широко распространены во всех районах углекислых вод; они обычно холодные, имеют невысокую минерализацию, около 2 г/л, и приурочены к зонам мелкой трещиноватости и к пластовым деформациям в карбонатных и флишевых толщах. Примером таких вод могут служить нарзаны Центрального Кавказа. Углекислые гидрокарбонатно-кальциево-магниево-натриевые воды являются основным типом вод в Восточных Саянах (Аршан) и особенно в Забайкалье (Дарасун, Ямаровка, Шиванда). Из заграничных аналогов укажем на Вильдунген (Германия).

В кисловодских нарзанах, более редких по своему составу, большую роль играют сульфаты (в «сульфатном нарзане» SO_4 около 50% мг-экв). Концентрация водородных ионов в нарзанах обычно близка к нормальной или слабо кислая.

2. Углекислые горячие и термальные воды, по составу хлоридно-сульфатно-гидрокарбонатно-натриево-кальциевые (иногда натриевые, получающие наименование углекисло-солено-глауберовых вод). Эти воды типа карлсбадского Шпруделя, приуроченные к глубоким тектоническим разрывам, часто в интрузивных породах (гранитах, порфирах, трахитах) имеют наиболее высокую температуру среди углекислых вод — до 55°C (на Кавказе — Славянов-

¹ В последнее время А. А. Смирнов доказал, что в самоизливе и фонтанировании иодо-бромных вод Дагестана большую роль играют залежи свободного газа — метана — на глубине. Эти наблюдения вносят некоторые поправки в выводы Армана.

Химический состав

Наименование источника	Нарзан (Каптажный колодец)		
	14,1		
t°С	14,1		
В 1 литре	г	мг-экв	мг-экв %
Катионы:			
Литий Li	—	—	—
Аммоний NH ₄ ⁺	—	—	—
Калий K	0,0170	0,43	1,27
Натрий Na	0,1309	5,69	16,46
Магний Mg	0,0952	7,83	22,65
Алюминий Al	—	—	—
Кальций Ca	0,4120	20,58	59,56
Железо Fe	0,0007	0,025	0,06
Сумма катионов		34,55	100,00
Анионы:			
Хлор Cl	0,1486	4,19	12,13
Бром Br	0,00044	—	—
Иод J	0,00001	—	—
Сульфат SO ₄ ²⁻	0,4794	9,98	28,88
Гидрокарбонат HCO ₃ ⁻	1,2434	20,38	58,99
Сумма анионов		34,55	100,00
Недиссоциированные молекулы:			
Угольный ангидрид свободный CO ₂	1,926		
Кремневая кислота H ₂ SiO ₃			
Борная кислота HBO ₂	0,0015		
Сероводород H ₂ S			

Характеристика

Первая соленость S ₁	17,70%
Вторая соленость S ₂	23,30%
Первая щелочность A ₁	
Вторая щелочность A ₂	
Третья щелочность A ₃	59,00%
	100,00%
Формула химического состава	CO _{1,9} M _{2,5} $\frac{MCO_{59}SO_{29}Cl_{12}}{Ca_{60}Mg_{23}Na_{16}}$

углекислых вод

Эссендуки № 17 (Коренная струя)			Железноводск (Славянский источник)			Боржоми (Екатерининский источник)		
14,0			55,0			29,2		
г	мг-экв	мг-экв %	г	мг-экв	мг-экв ⁰ /о	г	мг-экв	мг-экв %
0,001	0,16	0,10	—	—	—	—	—	—
0,010	0,26	0,20	0,0364	0,93	2,00	0,0056	0,31	0,41
3,436	149,09	90,58	0,6369	27,63	57,80	1,5260	66,34	88,52
0,084	6,94	4,20	0,0502	4,12	8,60	0,0357	2,94	3,90
—	—	—	—	—	—	0,0012	0,13	0,17
0,157	7,86	4,80	0,3035	16,02	31,20	0,1039	5,19	6,89
0,007	0,25	0,02	0,0047	0,16	0,40	0,0023	0,08	0,11
	164,56	100,00		48,86	100,00		74,99	100,00
2,347	66,20	40,20	0,2898	8,17	17,00	0,3870	10,91	13,70
0,005	0,07	0,04	—	—	—	0,0016	0,02	0,02
0,00114	0,01	0,01	—	—	—	—	—	—
5,994	98,26	59,8	0,8611	17,93	37,60	0,0028	0,06	0,08
			1,327	21,75	45,40	3,9041	63,99	86,18
	164,54	100,00		47,85	100,00		74,99	100,00
1,647			0,9393			1,19		
0,019			0,0589			0,0429		
Следы			—			0,006		

по Пальмеру

40,30%	57,60%	13,80%
50,70%	5,20%	75,10%
	39,80%	11,00%
	0,40%	0,10%
100,00%	100,00%	100,00%
CO _{1,6} M ₁₂ $\frac{HCO_{60}Cl_{40}}{Na_{90}}$	CO _{0,9} M _{3,5} $\frac{HCO_{45}SO_{35}Cl_{17}}{Na_{88}Ca_{31}}$	CO _{1,1} M _{6,2} $\frac{HCO_{80}Cl_{14}}{Na_{86}}$

ский источник) и даже до 73°C (в Богемии — Карлсбад). Общая минерализация их выше минерализации первого типа и равняется обычно 3—7 г/л. Воды часто содержат соли радия и откладывают травартин. В ряде источников отмечено присутствие свободного сероводорода, $\text{pH} \leq 6$, т. е. воды являются кислыми.

3. Углекислые гидрокарбонатно-натриевые (содовые) воды боржомского типа. Они обычно содержат меньшее количество свободной углекислоты, чем воды первого типа и имеют общую минерализацию 5—10 г/л. По температуре они холодные (Вальс, Фахинген), теплые (Боржоми, до 30°C), а некоторые — горячие (Грангриль в Виши, 44°C). Углекисло-гидрокарбонатно-натриевые воды на Кавказе обычно приурочены к флишевым свитам (чередование мергелей, глин, сланцев, песчаников, известняков). Наблюдается приуроченность этих вод к более глубоким тектоническим нарушениям: к зонам надвигов и сбросам в осевых частях антиклиналей. Хотя углекисло-гидрокарбонатно-натриевые воды называют часто «щелочными», концентрация водородных ионов указывает на кислую реакцию ($\text{pH} < 7$). Большей частью они бессульфатны, но некоторые представители содержат небольшой процент сульфатов (например, Виши). Отмечено присутствие бария, стронция, борной кислоты и повышенное содержание радия.

4. Углекислые гидрокарбонатно-хлоридно-натриевые воды по температуре холодные и теплые (типа солено-щелочных вод Эссентуки; заграничные аналоги: Эмс в Германии, Шатель-Гюйон во Франции и др.). В выделяемых газах, кроме углекислоты, наблюдаются метан и азот. Наиболее распространенные типы пород, с которыми связаны подобные воды, это трещиноватые мергели и сланцы с прослоями песчаников. Минерализация обычно выше 6—7 г/л и для воды типа Эссентуки № 17 достигает 12 г/л, но известны источники с общей минерализацией 20—24 г/л. В подобных водах возрастает относительная роль хлористого натрия и наблюдается повышенное содержание брома и иода. В некоторых случаях, например в районах нефтяных месторождений Кавказа, более минерализованные воды залегают в верхней части месторождения, оконтуриваясь гидрокарбонатно-натриевыми (содовыми) водами.

5. Углекислые хлоридно-натриевые (соленые) воды, наиболее минерализованные из углекислых вод (до 30 г/л). Они появляются в тех местах, где присутствуют соленосные отложения или где сохранилась погребенная метаморфизованная морская вода, постепенно разбавляемая и вытесняемая более молодыми водами. В СССР типичным примером является Арзни (Армения), за границей — воды южной окраины Рейнских сланцевых гор (Крейцнах, Мюнстер, Наугейм и др.). Подобные воды обычно являются термальными или горячими (Арзни 21°, Наугейм 33°, Карма-дон на Кавказе 56,5°C).

Описание наиболее типичных месторождений углекислых вод

Кавказские минеральные воды

Кавказские минеральные воды (КМВ) — один из наиболее интересных районов распространения углекислых вод. Он характерен

зуется весьма своеобразным геологическим строением и является исключительно ценным комплексом месторождений минеральных вод (рис. 29).

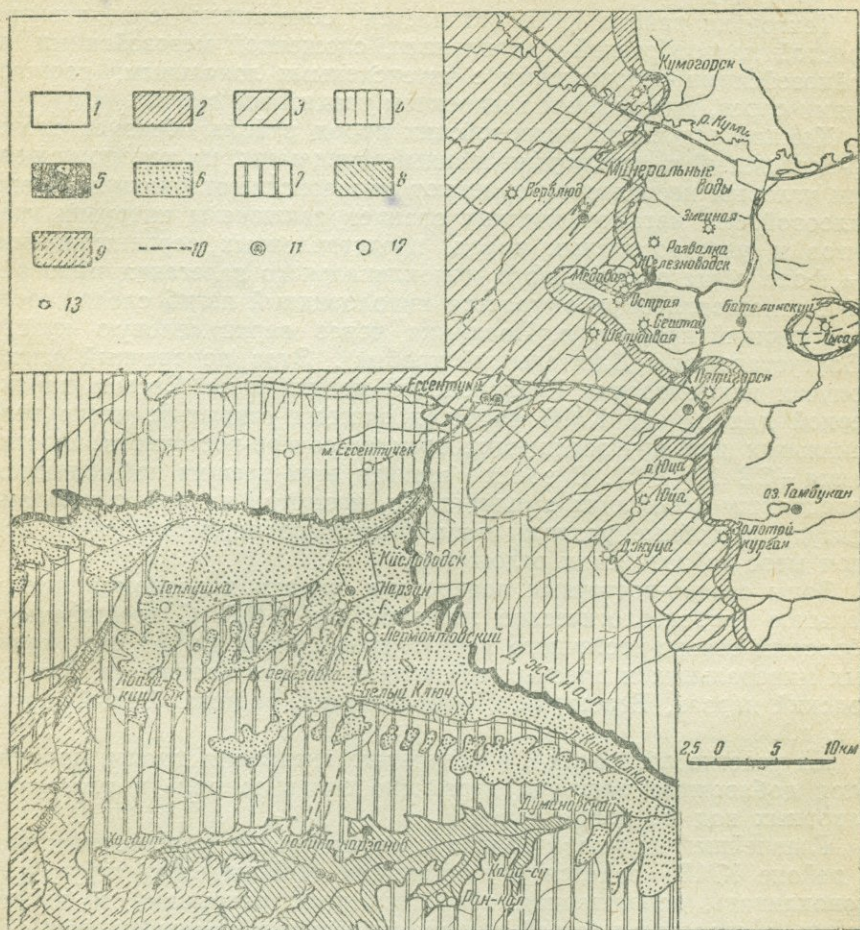


Рис. 29. Схематическая гидрогеологическая карта района Кавказских минеральных вод.

1—область развития водоупорных глин майкопа; 2—мергели Хадума с метановыми иодо-бромными водами; 3—слабо водообильные мергели и глины палеогена; 4—сильно водообильные известняки верхнего мела; 5—водоупорные глины альба; 6—слабо водообильная песчано-глинистая толща нижнего мела; 7—сильно водообильные известняковые комплексы валанжиня и верхней юры; 8—слабо водообильные песчано-сланцевые породы средней и нижней юры; 9—водоупорный палеозойский фундамент КМВ с углекислыми водами в зонах разломов; 10—тектонические разрывы; 11—минеральные источники; 12—крупные пресные родники; 13—ядра лакколлитов и дайки.

В геоморфологическом отношении район КМВ расположен в месте примыкания Ставропольской возвышенности к северному склону Большого Кавказа. На крайнем юге района возвышается огромный потухший вулкан-гора Эльбрус (5633 м), покрытый сне-

гами и ледниками. Для района КМВ характерными являются куполовидные горы (лакколиты), изолированно возвышающиеся среди равнинной местности (Бештау 1400 м, Машук 993 м, Железная 851 м, и др.).

Тектоника района КМВ отличается сочетанием сравнительно простой плитообразной моноклинали, сложенной мезозойскими и кайнозойскими отложениями с интенсивными локальными нарушениями слоев, вызванными внедрением трахитовой магмы.

Комплекс древних палеозойских пород района образует сложно-складчатый и метаморфизованный фундамент, на котором с резким угловым несогласием залегают мезозойские отложения. Среди палеозойских метаморфических сланцев заключены интрузии гранитов и ультраосновных пород, представленных серпентинитами. На фоне общего спокойного моноклиналиного залегания мезозойских отложений вырисовывается куполовидный изгиб слоев, соответствующий прорыву р. Подкумка через верхнемеловую куэсту (Боргустанский и Джитальский хребты). Этот поперечный изгиб получил наименование Кисловодской периклинали. Весьма характерной для района КМВ является система открытых, почти вертикальных или крутопадающих трещин северо-восточного простирания (СВ 10—30°). В зонах развития этих трещин наблюдаются передвижки небольших амплитуд, но, несмотря на небольшую амплитуду, подобные разломы захватывают по вертикали почти все слои мезо-кайнозойских отложений.

Зоны северо-восточных поперечных трещин и разломов имеют большое гидрогеологическое значение для КМВ. С трещинами и сбросами северо-восточного направления связан целый ряд крупных минеральных и пресных источников района (например, Кисловодский нарзан, Эссентуки, Лермонтовский родник, Белый ключ и т. д.).

На участке лакколитов, в результате внедрения магмы, появляются добавочные разрывы, играющие большую роль в разгрузке напорных вод на поверхность.

Главнейшей причиной обилия и разнообразия минеральных вод в районе КМВ является благоприятная геологическая структура моноклинали, осложненная тектоническими разрывами и интрузиями, в строении которой принимают участие чередующиеся водоупорные и водоносные свиты. Среди последних наибольшее значение имеют карбонатные свиты трещиноватых и местами закарстованных известняков верхней юры (лузитан-кимеридж), нижнего мела (валанжин) и верхнего мела (турон).

Гидрогеологические условия КМВ типичны для артезианского склона (по терминологии В. С. Ильина), в котором выступающее южное крыло представляет область питания, а погруженная часть — область напора и затрудненной циркуляции с разгрузкой по тектоническим трещинам и сбросам, обычно на контакте водоносных и водоупорных свит в гипсометрически пониженных участках (рис. 30).

По химическому составу среди углекислых минеральных вод

КМВ преобладают воды сравнительно невысокой минерализации (менее 5 г/л). Наиболее распространенным типом углекислых вод района КМВ являются воды сложного состава, в котором участвуют почти в равной мере все шесть основных ингредиентов (хлор, сульфат, гидрокарбонат, натрий, кальций, магний). Кроме того, встречаются более редкие компоненты (иод, бром, бор), и из газов, наряду с главной составной частью — углекислотой, — азот, сероводород, метан и др. Хлоридно-натриевые и хлоридно-гидрокарбонатно-натриевые воды эссентукского типа с минерализацией более 10 г/л геохимически связаны главным образом с морским

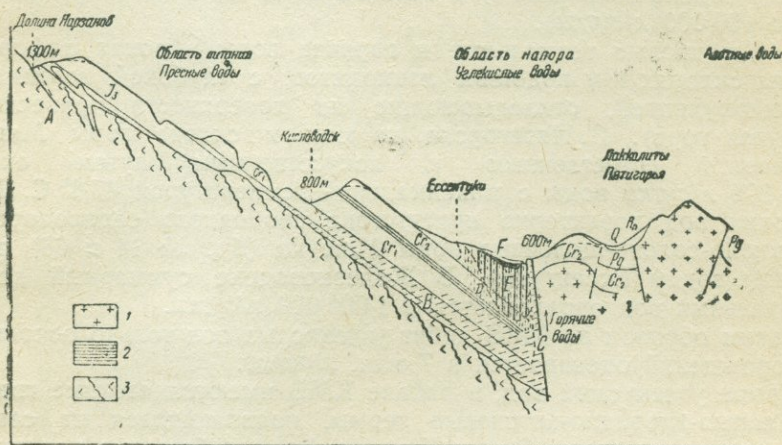


Рис. 30. Схема происхождения минеральных вод КМВ.

1 — трахилапартиты; 2 — альбский глинистый водоупор; 3 — палеозойский фундамент. Типы месторождений: А — углекислые воды в зонах тектонических разрывов палеозойского фундамента; В — углекислые гидрокарбонатно-сульфатно-кальциево-натриевые воды (нарзаны); С — то же, но горячие (местами с сероводородом); D — азотные гидрокарбонатно-хлоридно-натриевые воды невысокой минерализации; E — углекислые воды Эссентукского района (соляно-щелочные) — чередующийся вертикальный пунктир и сплошная линия; F — иодобромные хлоридно-натриевые воды с метаном; Rn — радоновые воды.

солевым комплексом палеогеновых и частично верхнемеловых отложений, постепенно вытесняемых напорными водами слабой минерализации.

В районе КМВ выделяются три основных типа месторождений углекислых вод:

1. Углекислые, преимущественно холодные, трещинные, слабо напорные воды небольшого дебита, локализованные в зонах тектонических деформаций в слабо водоносном комплексе палеозойских метаморфическим сланцев, известняков, филлитов, прованных гранитами (нарзаны Приэльбрусья. По химическому составу воды гидрокарбонатно-хлоридные, натриево-кальциевые, при разбавлении более чистые гидрокарбонатно-кальциевые или кальциево-магниевые. Суммарный дебит всех естественных выходов не

превышает 500 000 л/сутки. Наиболее заслуживающими внимания являются нарзаны «Долины Нарзанов» в долине р. Хасаута и теплые нарзаны Джилы-су в верховьях р. Малки.

2. Углекислые холодные и субтермальные воды краевых зон артезианского склона на контакте водоносных и водоупорных свит с преобладающим трещинно-пластовым характером циркуляции, осложненным зонами тектонических разрывов небольших амплитуд. К этому типу относится Кисловодск с суммарным дебитом нарзанов около 2 000 000 л/сутки и Эссентуки с суммарным дебитом минеральных вод 1 000 000 л/сутки (из которых на долю углекислых солено-щелочных вод типа № 17 и типа № 4 приходится около 100 000 л/сутки).

3. Углекислые термальные и горячие воды в зонах деформации на склонах и у подошвы лакколлитов, с глубокой вертикальной циркуляцией, откладывающие на поверхности травертины (Горячая гора). В Пятигорске, на южном склоне горы Машук получается естественным и искусственным путем около 1 500 000 л/сутки воды с максимальной температурой 47,8° С. Для глубоких вод характерно присутствие свободного сероводорода. Углекисло-солено-щелочные воды Машука (бур № 14 и 68) родственно водам Эссентуков. В Железноводске суммарный дебит минеральных вод определяется в 1 000 000 л/сутки.

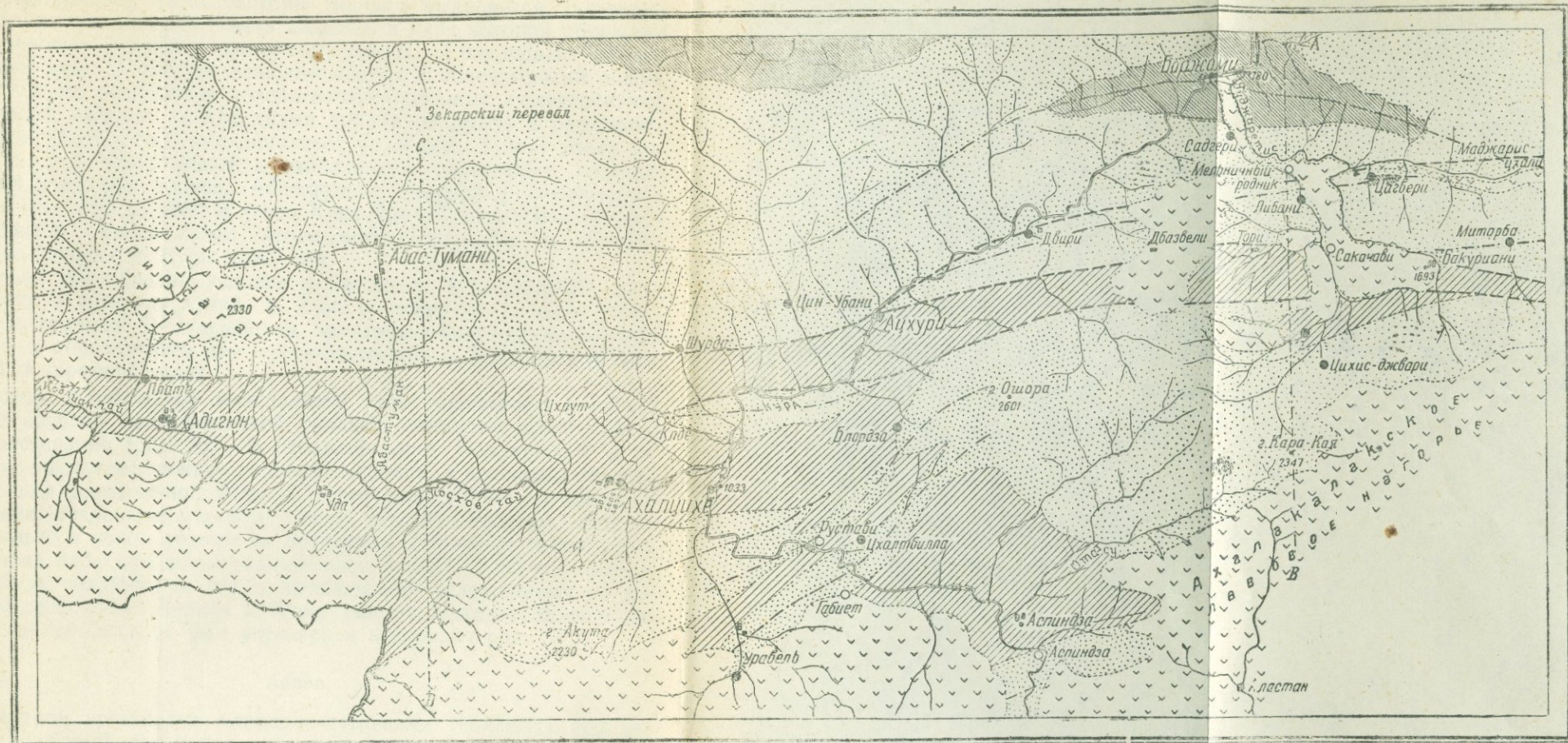
Таким образом на КМВ дебит углекислых вод только основных месторождений оценивается в 7 млн. л/сутки.

Кроме углекислых вод, в районе КМВ имеются азотные гидрокарбонатно-хлоридно-натриевые термы, появляющиеся на северных лакколитах (горы Бык и Кокуртлы), иодо-бромные хлоридно-натриевые воды с метаном, приуроченные к хадумскому горизонту Майкопа и горькие воды типа Баталинского источника (сульфатно-натриево-магниевые), приуроченные к коре выветривания майкопских отложений и залегающие в основании четвертичных террасовых отложений.

Разнообразие минеральных вод КМВ дополняется радоновыми водами (см. главу VIII).

Боржоми

Углекислые воды боржомского типа приурочены главным образом к Малому Кавказу, входящему в систему горных хребтов Понга-Тавра. Наиболее крупные месторождения боржомских вод приурочены к Аджаро-Триалетской складчатой системе, характеризующейся большой мощностью меловых и палеогеновых отложений (более 6 км). В нижних частях отложения представлены карбонатными и флишевыми толщами и в верхней — вулканогенными комплексами. В общей тектонической схеме Аджаро-Триалетская система представляет собой веерообразную складчатую структуру, в которой северные складки опрокинуты и надвинуты к северу, а южные имеют тенденцию опрокидываться к югу.



Масштаб
1 0 5 10 20 30 40 50 60 70 80 90 100

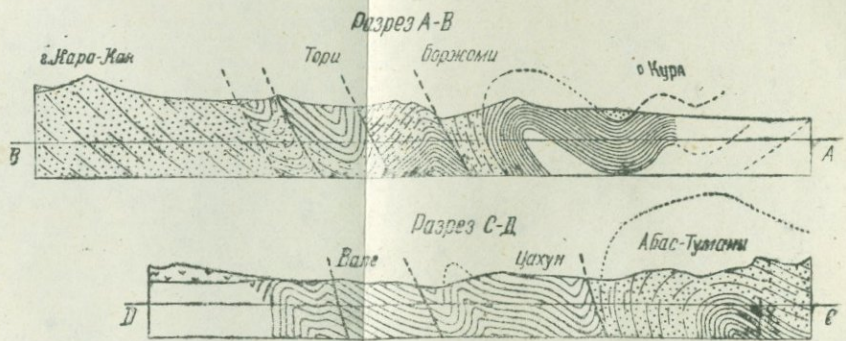
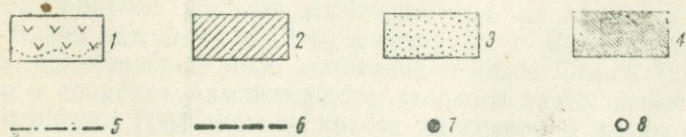


Рис. 31. Схематическая гидрогеологическая карта Боржомско-Абастуманского района

1—плиоценовые и четвертичные вулканогенные образования лавы, туфы, брекчии и конгломераты—горизонт пресных вод; 2—верхнеэоценовые и олигоценные глины, пески и песчаники — хлоридно-сульфатные (горько-соленые) воды; 3—среднеэоценовые туфогенные образования с мощными андезитовыми покровами—азотные слабо минерализованные термы; 4—палеоценовый флиш—углекислые гидрокарбонатные воды; 5—оси антиклинальных складок; 6—тектонические разрывы; 7—минеральные источники; 8—пресные источники.

В центральной части системы хорошо выделяется Боржомско-Абастуманская антиклинальная складка, в ядре которой обнажены палеоценовые породы боржомского флиша. Синклинали обычно сложены вулканогенными толщами эоцена и андезитовыми покровами. Южнее выделяется полоса верхнеэоценовых и олигоценовых отложений, зажатая между двумя зонами разрывов и расширяющаяся в Ахалцихской синклинальной котловине. К югу снова выделяется ряд антиклиналей и синклиналей, сложенных вулканическими породами эоцена. Абсолютные отметки в Боржомском районе — от 700 до 2850 м (гора Кара-Кая в Триалетском хребте). Большинство минеральных источников появляется в боковых ущельях долины р. Куры (рис. 31).

Весьма своеобразны условия в Боржоме, где лавовый поток спустился в древнюю долину р. Куры и повернул в виде языка вниз по течению. В дальнейшем произошло прорезание боковых ущелий и образовались две «реки-близнецы» — Боржомка и Черная (Гуджаретис-Цхали).

Выходы боржомской минеральной воды приурочены в осевой полосе крупной антиклинальной складки, имеющей почти широтное простирание (рис. 32). В сводовой части Боржомской антиклинали выступают нижние горизонты флиша, с которыми связана циркуляция минеральной воды. Старые естественные углекислые источники, создавшие мировую славу курорту Боржом, находились только в узком ущелье р. Боржомки. Буровыми геолого-разведочными работами, производившимися в 1927—1935 гг., выходы воды были обнаружены под аллювиальными отложениями на новых участках (реки Черная и Кура, участок Ликани), причем дебит минеральной воды был увеличен в несколько раз.

Арзни

Примером углекислых хлоридно-натриевых (соленых) вод является вода наиболее крупного и популярного курорта Армении — Арзни. Месторождение вод этого типа весьма интересно, вследствие своеобразных условий залегания под лавовыми потоками. Курорт Арзни находится в 18 км к северу от г. Еревана, в ущелье р. Занги, единственной реки, вытекающей из оз. Севан. Район расположен в пределах Ахманганского лавового плато, заключенного между отрогами Памбакского хребта на севере и широкой долиной р. Аракс на юге. Под лавовыми потоками местами вскрыты подстилающие слои осадочных пород, представленные зеленовато-серыми глинами, мергелями, переслаиваемыми песчаниками и известняками. На основе находок фауны и флоры они отнесены к сармату и синхронизируются с Нахичеванской соленосной формацией, но некоторые геологи (К. Н. Паффенгольц и др.) считают их более древними (верхний эоцен). Лавовые покровы, представленные андезитами и оливиновыми базальтами, образуют сложное переслаивание и заполняют неровности древнего рельефа. Атмосферная влага легко проникает в трещиноватые лавы, и на контакте

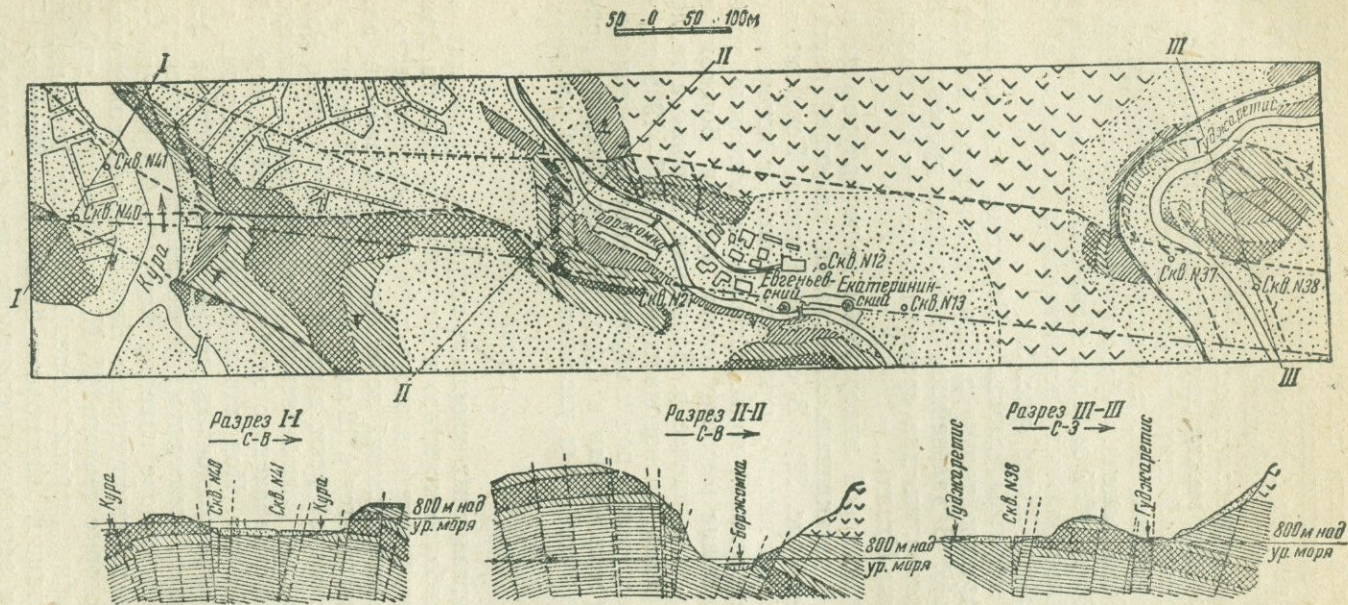


Рис. 32. Осевая полоса Боржомской антиклинальной складки с выходами минеральной воды.
 1—четвертичные (аллювиальные и делювиальные) отложения; 2—андезитовые лавы; 3—нормальные осадочные породы Боржомского флиша;
 4—контактные роговики; 5—пластовая интрузия диабазы; 6—тектонические разрывы; 7—ось Боржомской антиклинали.

лав и коренных пород возникают довольно мощные потоки подземных вод, которые дренируются в виде мощных пресных родников. В питании родников, лежащих вблизи оз. Севан, принимают участие и озерные воды.

Буровые работы на участке курорта показали, что у современного левого склона долины р. Занги, где сосредоточено большинство естественных минеральных источников, эксцентрично по отношению к современному руслу, проходит древняя излучина реки. Отметка дна древнего русла 1175 м над уровнем моря, в то время как коренные глины в русле реки (под аллювием) имеют отметку 1245 м над уровнем моря. В этом древнем русле под по-

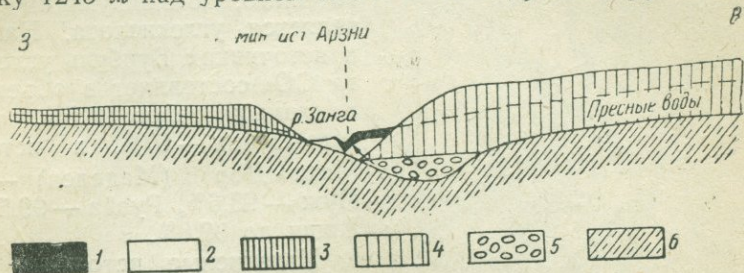


Рис. 33. Схема строения участка курорта Арзни в Армении (по А. П. Демехину).

1—травертин; 2—аллювий; 3—четвертичные лавы; 4—третичные (олигоценые) андезито-базальты; 5—древнее подлаговое русло, насыщенное углекислыми водами; 6—глины, мергели и песчаники верхнего эоцена с солеными водами.

кровом лав циркулируют углекислые хлоридно-натриевые воды, образовавшиеся в результате выщелачивания соленосных третичных отложений и в различной степени разбавленные пресными водами (рис. 33).

По своему химическому составу вода Арзни является углекислой, хлоридно-натриевой водой с некоторым содержанием гидрокарбонатов кальция и магния. Общая минерализация не превышает 14 г/л.

Химический состав воды источников и буровых скважин различается по минерализации, но является однотипным.

До буровых работ суммарный дебит естественных минеральных источников определялся в 200 000 л/сутки. В результате буровых работ дебит углекислой минеральной воды в Арзни увеличен до 1 860 000 л/сутки.

Центральное плато Франции

Замечательным районом проявления углекислых вод является Центральное плато Франции с известными лавовыми полями.

Массив Центрального плато Франции представляет собой разбитую глыбу, сложенную докембрийскими и палеозойскими отложениями, прорванную гранитами и приподнятую на юго-западе; на севере и на юге она уходит под покров несогласно залегающих

мезозойских и третичных отложений, на востоке и на западе она ограничена тектоническими разрывами.

Наиболее крупный и популярный курорт Виши обладает углекислыми источниками, по химическому составу сходными с Боржомом. Это углекисло-гидрокарбонатно-натриевые воды (содовые) с несколько повышенным содержанием сульфатов и более высокой температурой. Кроме вод боржомского типа, встречаются углекисло-гидрокарбонатно-хлоридные воды, приближающиеся к Эссентукам (Шатель-Гюйон, Бурбуль и др.). Среди газов, выделяемых источниками Центрального плато, доминирующим газом является углекислота. Например в источниках Бурбуль углекислота CO_2 составляет в объеме выделяемых газов 94,5%, в Шатель-Гюйон — 97%, в источнике Монт-Дор (Маделен) — 99%, Пуж — 98,6%, Руайа — 99,5% и в Виши до 99,8%.

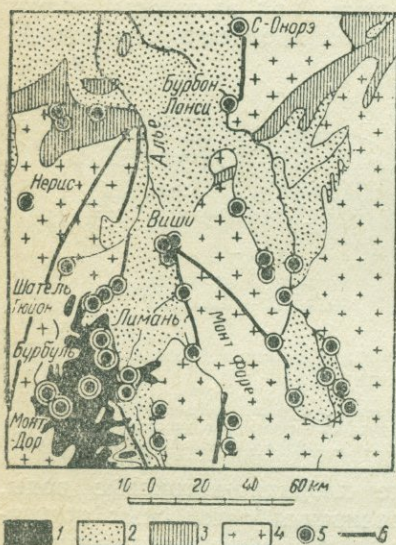


Рис. 34. Карта расположения минеральных источников Центрального плато Франции.

1—четвертичные вулканические излияния; 2—третичные отложения; 3—пермо-триасовые отложения; 4—граниты и древнепалеозойские отложения; 5—углекислые минеральные источники; 6—тектонические разрывы.

Грабен, заключенный между разломами, выполнен мощными третичными мергельными (с прослоями и линзами песчаников) отложениями (до 1000 м), подстилаемыми аркозовыми песчаниками и другими продуктами разрушения древних кристаллических пород, составляющих вместе с палеозойскими породами фундамент Центрального плато Франции. На востоке расположен гранитный массив Фор, на западе — плато, сложенное кристаллическими породами, являющееся основанием вулканических гор (Пюи).

На участках углекислых вод много лет уже велись разведочные буровые и каптажные работы, в результате которых получены новые источники, а старые источники в ряде пунктов прекра-

тили свое существование. В процессе бурения обнаружены целые горизонты, насыщенные углекислыми водами. В последнее время здесь работал инженер Л. Арман, который подробно изучил механизм действия углекислых вод и опубликовал интересную в методическом отношении работу по газовым водам [102].

Рейнская область

Область Рейнского грабена весьма богата углекислыми минеральными водами (рис. 35). Здесь хорошо известны углекислые воды области молодых вулканических излияний Эйфеля и Вестервальда (Аполлинарис, Эмс и др.). Большой интерес представляют углекислые термальные хлоридно-натриевые воды Рейнских сланцевых гор — Гунсрюка и Таунуса (Наугейм, Висбаден, Крейцнах и др.).

Наугейм — один из наиболее старинных курортов Западной Европы — расположен в 75 км к востоку от долины р. Рейна в Веттерау, восточном окончании

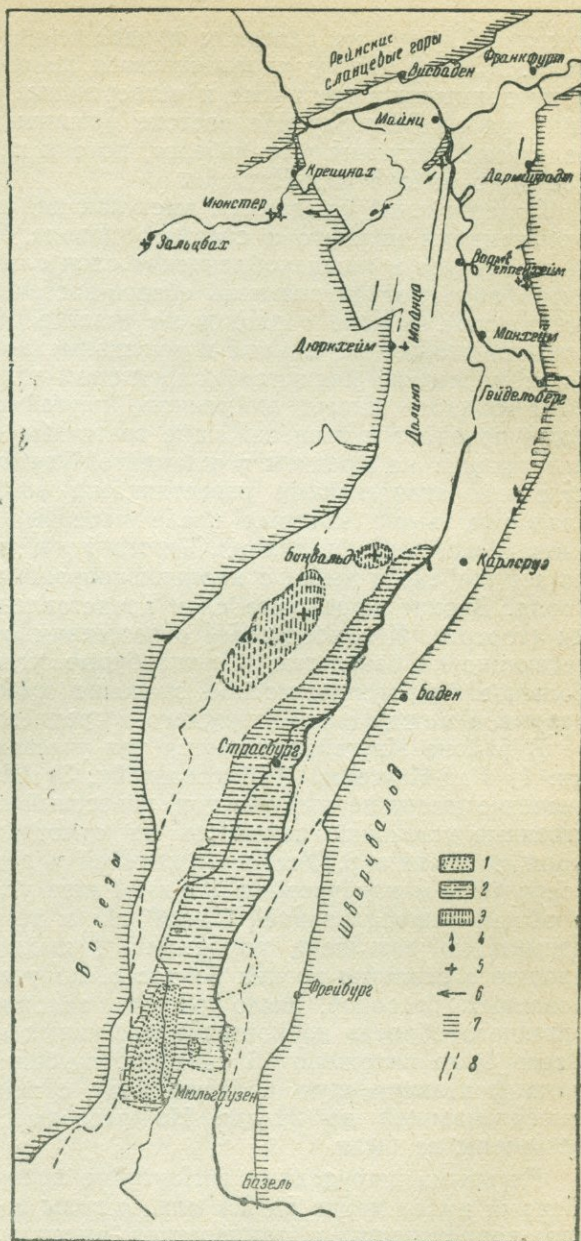


Рис. 35. Схема расположения минеральных источников области Рейнского грабена (по В. Вагнеру). 1—3—нижний олигоцен: 1—запасы калийных солей, 2—запасы каменной соли, 3—запасы нефти; 4—выходы нефти, асфальта и горячего газа; 5—источники и колодцы с водой высокой минерализации; 6—направления, по которым происходит миграция соленых вод из Рейнской области в прилегающие участки долины; 7—дотретичные хребты; 8—разрывы Рейнского грабена.

массива Таунус, на северном продолжении грабена Рейнской долины. Массив Таунус ограничивается краевым разрывом, к которому примыкают третичные и четвертичные отложения, выполняющие грабен Веттерау. На востоке развиты верхнемиоценовые базальтовые излияния Фогельберга, потоки и покровы которого доходят до района Бад-Наугейм.

Палеозойский фундамент, выступающий в виде блоков, сложен отложениями нижнего и среднего девона. Нижнедевонские кварциты Таунуса и нижнекобленцские слои сланцев, граувакк и кварцитов образуют антиклиналь северо-восточного направления (Наугеймскую). В зоне разломов на участке Наугейма в скважинах вскрыты глинистые сланцы и массивные известняки среднего девона; последние являются коллектором углекислых соленых вод. Этот горизонт питает знаменитые наугеймские шпрудели. Часть воды попадает в вышележащие третичные отложения, несогласно залегающие на древнем фундаменте. Третичные отложения представлены аквитанскими известняками, рыхлыми песчаниками и сланцами, выше которых после перерыва следуют гельветские слои песка, глины и залежи бурого угля; на склонах Таунуса залегает щебень и пески с каолинизированными обломками древних пород. Верхнемиоценовые слои представлены базальтами и туфами (торгон). К плиоценовым отложениям относятся латериты, залегающие на базальтах, и выше бурые угли. Для Бад-Наугейма большое гидрогеологическое значение имеет зона тектонических разрывов между слоями нижнего и среднего девона.

В районе Наугейма имеются три участка с углекислыми водами: 1) Бад-Наугейм, 2) Виссельхейм, 3) Швальхейм. Наибольшее значение имеет первый участок, известный с давних времен. Естественные источники появились на отметках 145 м над уровнем моря по долине р. Уса, протекающей у подножья горы Иоганнесберг (268 м над уровнем моря). Ранее углекислая соленая вода с общей минерализацией 20—30 г/л и температурой 22° С была примитивно захвачена колодцами и шахтами. Когда в начале прошлого столетия возник вопрос о получении более концентрированных рассолов, было решено заложить скважины в зоне «главного сброса» на контакте массивных известняков и сланцев. Всего было заложено 16 скважин, глубиной до 159 м, которые дали фонтанирующую соленую воду с температурой до 39° С и минерализацией до 34 г/л. Но рассолы высоких концентраций встречены не были.

Главными шпруделями в Наугейме являются VII, XII и XIV. Первый имеет дебит до 2,5 млн. л воды в сутки. Наиболее высокую концентрацию и температуру имеет шпрудель Наугейм XII. Кроме того, имеются три шпруделя: Курбруннен, Карлсбруннен и Зидехаус, а также углекислощелочной источник (Людвигсбруннен).

На участке Виссельхейм, расположенном вблизи местечка Лёвенталь, источники не обладают высокой минерализацией и появляются лишь в одном пункте; участок представляет большой интерес с ботанической точки зрения, так как здесь имеется спе-

циально охраняемая галофитовая флора. В кремнях и песках горизонта Веттерау (гельветского яруса) встречаются жилы тяжелого шпата барита верхнеплиоценового возраста, хотя в современных наугеймских термах барий не встречается.

Участок Швальхейм расположен в 3 км к югу от Виссельхейма, в центре долины Веттерау, где наблюдается широтный разрыв. Углекисло-железистые источники Швальхейм имеют небольшую минерализацию и температуру (10,5° С) и используются как столовые воды.

В левобережной части Рейна, к югу от Гунсрюка известны углекислые хлоридно-натриевые кальциевые бессульфатные воды, газифицируемые углекислотой, азотом и метаном, с повышенной радиоактивностью (Крейцнах и Мюнстер на Штейне). Ранее минерализацию их связывали с пермскими породами. Однако имеются убедительные доказательства того, что солевой комплекс их связан с олигоценовыми отложениями Рейнского грабена.

Район этих источников располагается в западной части Саар-Заальской низменности в нижней части долины р. Нахе в 15 км от Рейна. Источники приурочены к отложениям нижнего красного лежня (нижняя пермь), причем минеральная вода в ряде пунктов вытекает непосредственно из трещин кварцевого порфира, представляющего крупные пластовые внедрения в нижнепермских отложениях.

В Крейцнахе, у так называемой «пещеры радиевой эманации» наблюдается тектонический разрыв и залегание крейцнахского песчаника на кварцевый порфир. Выходы минеральной воды приурочены к различным горизонтам красного лежня и к кварцевому порфиру, который является благоприятным коллектором для солевых вод в зонах тектонических разломов.

Отложения источников цементируют древнечетвертичные террасовые отложения, а также среднеолигоценовые морские пески, что свидетельствует о древнем возрасте источников. Ряд буровых скважин вскрыл новые выходы воды. Наиболее теплым (30,3° С) и наиболее газифицирующим (метаном) источником в настоящее время является Рейнграфенский, который, однако, не является наиболее минерализованным.

С битуминозными нижнеолигоценовыми отложениями, широко развитыми в грабене Рейнской долины, связаны источники курорта Дюрхгейма и радиеносные воды Гейдельберга.

Богемский массив

Углекислые воды распространены у южного края Рудных гор на территории Чехословакии. Наиболее крупными месторождениями углекислых вод являются Карлсбад и Мариенбад.

В геологическом отношении район углекислых вод расположен в краевых частях центрального ядра Богемского массива, окаймленного с северо-запада Рудными горами. Район сложен свитами альгонкского и древнепалеозойского возраста, протягивающимися

от Богемского леса до Праги, с заключенными среди них массивами варисцийских гранитов. В северо-западной части развиты верхнепалеозойские породы, а в мульдообразных впадинах северной части Богемского массива — буроугольные третичные отложения. Породы в третичное время были разбиты тектоническими разрывами и прорваны эруптивами (рис. 36). По химическому сос-

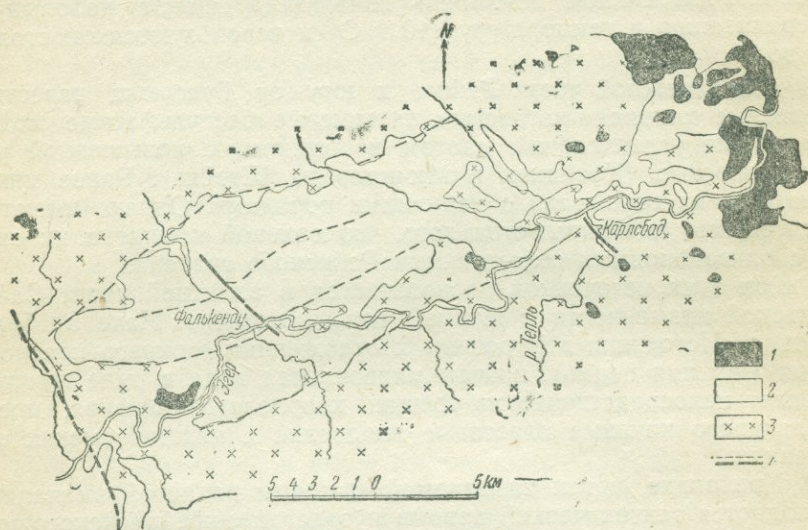


Рис. 36. Схематическая геологическая карта района Карлсбадских терм в Чехо-Словакии (по Р. Кампе).

1—третичные эруптивы; 2—буроугольная формация (туфы, пески, глины и т. д.); 3—граниты, гнейсы, гранулиты, метаморфические сланцы; 4—зоны тектонических разрывов.

таву воды Карлсбада и Мариенбада углекислые щелочно-глауберовые, т. е. хлоридно-сульфатно-гидрокарбонатно-натриевые, с общей минерализацией до 10 г/л. Карлсбадские углекислые термы имеют минерализацию около 6 г/л и максимальную температуру до 75° С, Мариенбадские источники холодные, имеют температуру 7—10° С.

В Карлсбаде (по-чешски Карлови-Вари), старинном курорте Западной Европы, расположенном вблизи впадения р. Тепла в р. Эгер на высоте 375 м над уровнем моря, насчитывается более 12 источников (шпруделей). Р. Кампе, подробно изучивший район Карлсбада, делит карлсбадские термы по условиям выхода на 3 группы:

1) источники, связанные непосредственно с трещинами и сбросами в гранитном массиве;

2) источники, появляющиеся из молодых отложений, прикрывающих гранит;

3) источники в арагоните, который выходящая вода отложила до высоты 10 м (мощностью до 20 м). Каналы в арагоните весьма

прихотливы, образуют пещеры, и в них происходит смешивание терм с поверхностными водами (так называемые «малые термы»).

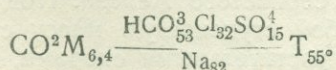
В начале прошлого столетия Хохштеттером было установлено, что горячие воды поднимаются по зоне разломов северо-западного простирания, получившей название «трещины шпруделей». Зона состоит из основного сброса с простиранием СЗ 320° и сопряженных боковых трещин с простиранием СЗ 325—340° и СВ 30—60°.

Во время излияний базальтов по разломам некоторые трещины были выполнены кварцевыми жилами с пиритом и баритом. Главнейшими источниками являются: группа шпруделей, в том числе Гигиенический, Марктбруннен, Шлоссбруннен, Мюльбруннен, Госпитальный и источник Стефана. Они расположены полосой длиной 500 м с простиранием СЗ 340°, которая получила наименование линии источников Гоффа. Все источники приурочены к долине р. Тепль и располагаются не выше 15 м над ее уровнем (Шлоссбруннен). Главные шпрудели находятся на правом берегу реки, где суммарный дебит определяется более 4 000 000 л/сутки. При раскопках, под травертином был обнаружен естественный бассейн горячей воды.

Мариенбад (по-чешски Марианскелазне) расположен в 30 км к югу от Карлсбада на высоте 628 м над уровнем моря. Углекислые источники приурочены к гранитному массиву среди гнейсов и амфиболитов. Условия напоминают карлсбадские, но здесь отчетливо наблюдается связь с кварцевыми жилами, которые протягиваются на большие расстояния в меридиональном направлении.

Близкие аналоги карлсбадских терм имеются в Советском Союзе в Азербайджане и Армении (Исти-су).

Формула химического состава вод Исти-су (Азербайджан):



Глава VII

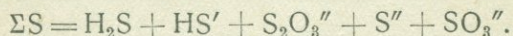
СЕРОВОДОРОДНЫЕ ВОДЫ

Общие положения

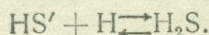
Сероводород чрезвычайно широко распространен в природе, и его появление тесно связано с миграцией серы. Сероводородные воды обычно приурочены к осадочным комплексам пород и находятся в парагенетических соотношениях с нефтью (с жидкими и твердыми битумами, а также с углеводородными газами).¹ Воды, содержащие сероводород, имеют большое значение в современной бальнеологии и используются для лечения сердечников, ревматиков, а также для заживления военных травм.

Для сероводородных вод типичен студенистый осадок барежин, выделяемый особыми водорослями. Барежин имеет белесовато-серый и зеленоватый цвет, иногда красно-бурый и даже черный вследствие присутствия сернистого железа. Под микроскопом барежин представляет собой студенистую массу с заключенными в ней яйцевидной формы растительными спорами, на которых сидят комочки серы. Кроме того, в нем содержится кремнезем. Барежин также используют для лечебных целей.

В сероводородных водах сероводород может находиться в связанном, полусвязанном и свободном состоянии. Под общим сероводородом ($\Sigma \text{H}_2\text{S}$) или суммой серы (ΣS) понимается сумма свободного сероводорода (H_2S), гидросульфидного иона (HS'), тиосульфата ($\text{S}_2\text{O}_3''$), сульфида (S'') и сульфита (SO_3''):



В сероводородных водах существует следующее равновесие сульфидных соединений:



При изучении сероводородных вод недостаточно определения общего сероводорода. Необходимо тщательное изучение соотно-

¹ Вопросами парагенеза серы и нефти занимался А. С. Уклонский.

шения между отдельными компонентами. Это соотношение зависит от сульфидно-карбонатного равновесия и связано со степенью диссоциации ионов, в свою очередь определяющейся концентрацией водородных ионов (рН).

По общепринятым нормам достаточно 1 мг/л сероводорода, чтобы вода могла быть отнесена к категории минеральной. Подобные воды ранее называли просто «серными» водами. Однако, специфическими сероводородными или, по терминологии С. А. Шукарева, сульфидными водами являются воды с содержанием общего титруемого иодом сероводорода не менее 5 мг/л.

При рассмотрении сульфидных вод СССР С. А. Шукарев руководствовался следующими градациями: 1) воды, особенно богатые сульфидами — $\Sigma S = 150$ мг/л («крепкие»), 2) воды, богатые сульфидами — $\Sigma S = 70 - 150$ мг/л, 3) воды, с средним количеством сульфидов — $\Sigma S = 15 - 70$ мг/л, 4) воды, бедные сульфидами — $\Sigma S = 5 - 15$ мг/л.

Воды, в которых свободный сероводород заметно превалирует над гидросульфидами, называются сероводородными, а гидросульфидными являются такие воды, в которых сероводород находится в резко подчиненном положении.

	рН
Сероводородные воды	5 — 6,5
Сероводородно-гидросульфидные воды	6,5 — 7,6
Гидросульфидные воды	7,5 — 9

Сероводородные воды вызывают характерную реакцию покраснения кожи на теле человека («магистинская реакция»). В присутствии только гидросульфидного иона HS' она не наблюдается.

Гидросульфидные воды мало изучены, хотя и представляют большой интерес вследствие высокого рН. Сильно щелочная реакция этих вод действует размягчающим образом на кожу, смывает с нее жиры и разрушает роговой покров.

Ниже приводим диаграмму сульфидных вод СССР, в которой показаны типичные сероводородные источники в убывающем порядке и соотношение между общим содержанием серы и свободным сероводородом (рис. 37).

Для характеристики сульфидных вод рекомендуется пользоваться «сероводородным коэффициентом», показывающим, какой процент от общего количества сульфидной серы приходится в воде на сероводород:

$$K_s = \frac{H_2S}{\Sigma S} \cdot 100 \%$$

Для примера приведем сведения о величине этого коэффициента для некоторых источников:

Наименования источников	K_s	pH
Пятигорск	100	5
Талги	65	6,6
Мацеста	59	6,6
Сергиевские Минеральные Воды	48	5,9
Дедюхино	35	7,0

Отсюда видно, что пятигорские воды содержат 100% свободного сероводорода. Это объясняется наличием углекислоты, вслед-

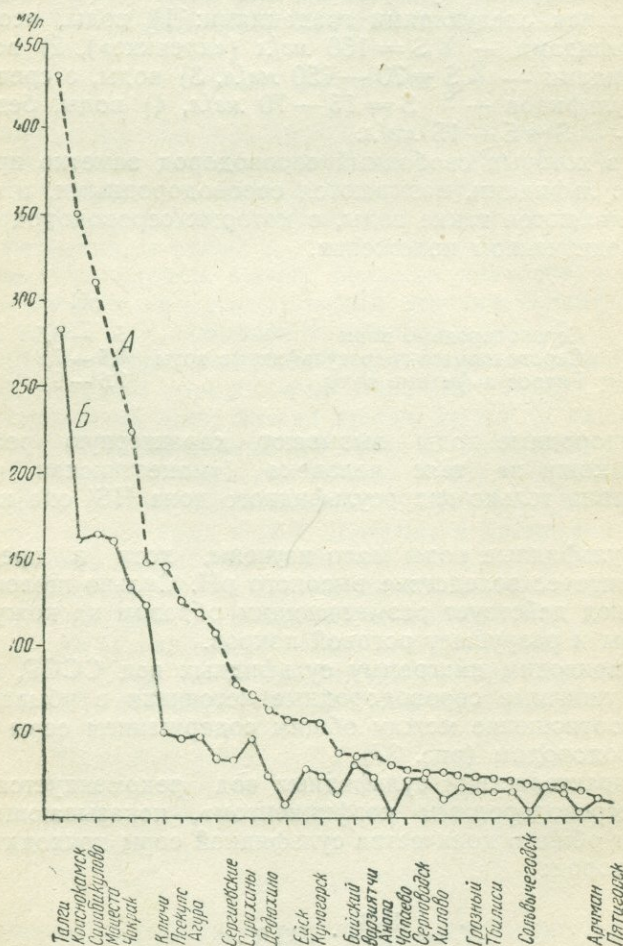


Рис. 37. Диаграмма сульфидных вод СССР (по С. А. Шукареву).
 А—общее количество титруемой серы; В—свободный сероводород.

ствие чего повышается концентрация H^+ (рН делается низкой) и происходит образование H_2S из ионов HS^- . В мацестинских водах углекислоты сравнительно мало, рН выше и около половины сероводорода находится в виде гидросульфидных ионов.

В составе газов, выделяющихся из сероводородных вод, собственно сероводород занимает небольшой объем, обычно меньше 1%. В растворенных газах относительное содержание сероводорода резко возрастает (до 25—30%). Чистые сероводородные воды неизвестны. Основным компонентом газового состава сероводородных вод являются газы воздушного (азот), или биогенного происхождения (метан), чаще же всего наблюдается смешанный состав: азотно-метановый или углекисло-азотно-метановый.

Количество сероводорода в минеральных водах значительно меньше, чем это можно допустить, исходя из растворимости сероводорода в водах. Причина такого поведения сероводорода объясняется тем, что молекулы H_2S в очень малой степени подвергаются в воде электролитической диссоциации, а также тем, что молекулярное силовое поле молекул H_2S слабее поля молекул H_2O . Сероводород гораздо легче растворим, чем углекислота.

Ниже приводим растворимость сероводорода в воде при парциальном давлении в 1 атмосферу (по данным Фаузера):

$t^{\circ}C$	Сероводород, растворимый в 1 л воды	
	в $см^3$ при 760 мм. давления	в граммах
0	4686	7,206
10	3649	5,413
15	3224	4,699
20	2866	4,109

Подобные величины нигде в природных водах не наблюдались. Наибольшее содержание сероводорода (около 1000 мг/л) было отмечено в рассолах Приуралья (например в Краснокамске) с глубины 175,5 м из нефтеносных доломитов нижнего кунгура. В ряде других пунктов Приуралья известны сульфидные воды с содержанием H_2S до 500 мг/л.

Весьма высокое содержание сероводорода обнаружено в Караларских источниках на Керченском полуострове (H_2S до 700 мг/л). В Турции у Бруссы известны источники с содержанием сероводорода до 330 мг/л. К числу высококонцентрированных сероводородных вод относятся известные Мацестинские и Талгинские источники на Кавказе.

Метод определения сероводорода в минеральных водах (уравнение Ауэрбаха)

В сероводородных (сульфидных) водах встречается как свободный, так и связанный сероводород. Определение общего коли-

чества окисляемой иодом серы дает сумму связанного и свободного сероводорода. Кроме того, в воде могут находиться продукты окисления сероводорода — гипосульфит и сульфит, которые также титруются иодом.

Количество свободного сероводорода в минеральных водах определяется равновесием между общим сероводородом (H_2S), общей углекислотой (CO_2) и общей щелочностью. Связь между величинами H_2S , HS' , HCO_3' и H_2CO_3 выражается уравнением Ауэрбаха (Auegbach):

$$\frac{[H_2CO_3]}{H_2S} = 0,27 \frac{[HCO_3']}{HS'}$$

Единственный правильный метод определения сероводорода заключается в математическом расчете, основанном на следующих физико-химических соображениях. В любой сероводородной воде имеется угольная кислота. В зависимости от содержания CO_2 находится то или иное содержание сероводорода. Ауэрбах еще в 1904 г. на основе сульфидно-карбонатного равновесия вывел формулу для расчета свободного H_2S :

Для угольной кислоты $K_1 = \frac{[H^+][HCO_3']}{[H_2CO_3]} = 3,04 \cdot 10^{-7}$;
отсюда

$$[H^+][HCO_3'] = 3,04 \cdot 10^{-7} [H_2CO_3]$$

Для сероводорода $K_1 = \frac{[H^+][HS']}{[H_2S]} = 0,91 \cdot 10^{-7}$;
отсюда

$$[H^+][HS'] = 0,91 \cdot 10^{-7} [H_2S]$$

Выделив водородный ион, получим:

$$[H^+] = \frac{3,04 \cdot 10^{-7} [H_2CO_3]}{[HCO_3']} ; [H^+] = \frac{0,91 \cdot 10^{-7} [H_2S]}{[HS']}$$

Равновесие должно установиться, когда обе части будут равны:

$$\frac{3,04 \cdot 10^{-7} [H_2CO_3]}{[HCO_3']} = \frac{0,91 \cdot 10^{-7} [H_2S]}{[HS']}$$

Решая и преобразуя эти уравнения, получим формулу Ауэрбаха:

$$[H_2S] = \frac{1,73 \cdot S + C - 0,73B \pm \sqrt{(1,73S + C - 0,73B)^2 - 2,92S(S + C - B)}}{1,46}$$

где $[H_2S]$ — свободный H_2S в миллимолях;

$S = \Sigma S$ — в миллимолях;

$C = \Sigma CO_2$ — в миллимолях;

B — щелочной резерв или общая щелочность в миллиэквивалентах.

Коэффициенты вычислены из констант диссоциации H_2S и H_2CO_3 , определенных при $t = 18^\circ C$.

Приведем пример расчета для Ахалдабского источника в окрестностях Боржом (лаборатория Боржомской гидрогеологической партии, химик В. А. Кривошия, 1935 г.). При анализе определено в 1 л воды:

HCO_3'	— 0,07748 г	1,27 мг-экв (В)
CO_2 всего	— 0,1127 г	2,56 миллимолей (С)
H_2S всего	— 0,01802 г	0,53 миллимолей (S)

Подставляем в формулу Ауэрбаха:

$$\frac{1,73 \cdot 0,53 + 2,56 - 0,73 \cdot 1,27 \pm 1,46}{1,46} = \pm \sqrt{\frac{(1,73 \cdot 0,53 + 2,56 - 0,73 \cdot 1,27)^2 - 2,92 \cdot 0,53(0,53 + 2,56 - 1,27)}{1,46}} = \frac{2,55 \pm 3,67}{1,46} = 0,43 \text{ миллимолей } H_2S_{\text{своб.}}$$

(из двух значений всегда берется минус перед корнем).

Переводим миллимоли в граммы на 1 л (умножая на соответствующий миллиграмм-молекулярный вес):

$$H_2S_{\text{своб.}} = 0,43 \cdot 0,034 = 0,0147.$$

Рассчитываем связанный H_2S по формуле:

$$HS' = S - H_2S_{\text{своб.}} = 0,53 - 0,43 = 0,10 \text{ миллимолей } HS'.$$

В граммах на 1 л:

$$HS' = 0,10 \cdot 0,033 = 0,0033$$

$$HCO_3' = В - HS' = 1,27 - 0,10 = 1,17 \text{ миллимолей.}$$

В граммах на 1 л:

$$HCO_3' = 1,17 \cdot 0,061 = 0,0714.$$

$$H_2CO_3 = С - В + HS' = 2,56 - 1,27 + 0,10 = 1,39 \text{ миллимолей.}$$

В граммах:

$$CO_2_{\text{своб.}} = 1,39 \cdot 0,022 = 0,0612 \text{ г.}$$

Величины H_2S , HS' , HCO_3' и $CO_2_{\text{своб.}}$, полученные расчетом по формуле Ауэрбаха, вносят в готовый анализ.

Химический состав и типы месторождений сероводородных вод

По своему химическому составу наиболее богатые сероводородом воды являются хлоридно-натриевыми и хлоридно-натриево-кальциевыми водами. Меньшее содержание сероводорода отмечено в хлоридно-сульфатных водах; еще меньше сероводорода в чисто сульфатных водах (табл. 25). Воды последнего типа встречаются в районах развития осадочных отложений с гипсом.

Химический состав

Наименование источника	(Мацеста скв. № 4)		
	26,9		
	t°C		
В 1 литре	г	мг-экв	мг-экв %
Катионы:			
Литий Li	—	—	—
Аммоний NH ₄ ⁺	0,0092	0,51	0,27
Калий K	0,1383	3,58	1,90
Натрий Na	3,3007	143,53	77,13
Магний Mg	0,1657	13,63	7,32
Алюминий Al	—	—	—
Кальций Ca	0,4988	24,90	13,38
Сумма катионов		186,10	100,00
Анионы:			
Хлор Cl	6,245	176,11	94,63
Бром Br	0,0273	0,34	0,18
Иод J	0,0043	0,03	0,02
Сульфат SO ₄ ²⁻	0,0029	0,06	0,03
Гидросульфид HS	0,0743	2,85	1,54
Тиосульфат S ₂ O ₃ ²⁻	0,0010	0,01	0,005
Гидрокарбонат HCO ₃	0,4081	6,69	3,59
Сумма анионов		186,10	100,00
Недиссоциированные молекулы:			
Угольный ангидрид CO ₂	0,1192		
Кремневая кислота H ₂ SiO ₃	0,0222		
Борная кислота HBO ₂	0,0498		
Сероводород своб. H ₂ S	0,1452		

Характеристика

Первая соленость S ₁	79,30%
Вторая соленость S ₂	15,50%
Первая щелочность A ₁	—
Вторая щелочность A ₂	5,2
	100,00%
Формула химического состава	$\Sigma \text{H}_2\text{S}_{0,242} \text{M}_{11} \frac{\text{Cl}_{95}}{\text{Na}_{77}\text{Ca}_{13}}$

сероводородных вод

Талги (скв. № 1)			Арчман (Туркмения)			Сергиевский источник № 1 (Куйбышевская обл.)		
38,0			27,5			8,1		
г	мг-экв	мг-экв %	г	мг-экв	мг-экв %	г	мг-экв	мг-экв %
0,0095	1,37	1,69	—	—	—	—	—	—
0,0073	0,40	0,49	—	—	—	0,034	0,18	0,46
0,0529	1,35	1,66	0,0188	0,48	2,08	0,0149	0,65	1,68
1,1048	48,04	59,10	0,2636	11,46	49,42			
0,0867	7,13	8,78	0,0556	4,57	19,70	0,1013	8,33	21,47
0,00063	0,07	0,09	—	—	—	—	—	—
0,4590	22,91	28,19	0,1336	6,68	28,80	0,5937	29,63	76,36
	81,27	100,00		23,19	100,00		38,80	100,00
1,9189	54,12	66,59	0,3048	8,6	37,08	0,0089	0,25	0,64
0,0057	0,07	0,09	—	—	—	—	—	—
—	—	—	0,0001	—	—	—	—	—
0,6543	13,62	16,76	0,4118	8,58	37,0	1,4107	29,37	75,70
0,1468	4,44	5,46	—	—	—	0,0321	0,97	2,50
0,0018	0,03	0,04	—	—	—	0,0004	—	—
0,5485	8,99	11,06	0,3468	6,01	25,92	0,5008	8,21	21,16
	81,27	100,00		23,19	100,00		38,80	100,00
0,2006			0,0144			0,1474		
0,0265			0,0197			0,0162		
0,2332			0,011			0,0498		

по Пальмеру

62,90%	51,50%	23,60%
20,50%	22,60%	55,20%
—	—	—
16,60%	25,90%	21,20%
100,00%	100,00%	100,00%
$\Sigma \text{H}_2\text{S}_{0,283} \text{M}_{6,5} \frac{\text{Cl}_{67}}{\text{Na}_{59}\text{Ca}_{23}}$	$\Sigma \text{H}_2\text{S}_{0,014} \frac{\text{Cl}_{37}\text{SO}_4^{37}\text{HCO}_3^{23}}{\text{Na}_{49}\text{Ca}_{29}\text{Mg}_{20}}$	$\Sigma \text{H}_2\text{S}_{0,081} \frac{\text{SO}_4^{76}\text{HCO}_3^{21}}{\text{Ca}_{76}\text{Mg}_{21}}$

Сульфидные воды по условиям своего залегания, по химическому составу и по содержанию в них сероводорода могут быть сгруппированы в несколько типов.

1. Артезианские воды в известняковых комплексах, содержащих битумы и краевые воды некоторых нефтяных месторождений. Воды с высокой минерализацией и концентрацией сероводорода. Основной газовый состав — метан и азот. По химическому составу преимущественно хлоридно-натриевые, хлоридно-натриево-кальциевые, хлоридно-сульфатно-натриево-кальциевые, постепенно вытесняемые менее минерализованными гидрокарбонатными или сульфатными водами (Мацеста, Талги и др.).

2. Субтермальные и холодные воды сложного состава (сульфатно-хлоридно-гидрокарбонатные, магниевое-кальцево-натриевые) с невысоким содержанием сероводорода, приуроченные к зонам тектонических деформаций в карбонатных свитах (Арчман в Копет-Даге, Аахен в Германии, Экс-ле-Бэн во Франции и др.).

3. Сульфатно-кальциевые холодные воды с невысоким содержанием сероводорода и неглубоким восстановлением сульфатов (в четвертичных отложениях). Обычно воды платформенных областей (типа Краинка, Калужская область).

4. Напорные хлоридно-гидрокарбонатно-натриевые воды в краевых зонах водоносных комплексов, прикрываемых третичными битуминозными толщами невысокой минерализации, с наличием как свободного сероводорода, так и гидросульфидного иона (Псекупс и др.). Газовый состав — азотно-метановый.

5. Трещинные напорные термальные и горячие воды глубокой циркуляции с азотом. Относятся к водам пиренейского типа. По составу гидрокарбонатно-натриевые, реже хлоридно-сульфатно-натриевые, весьма низкой минерализации, с высоким $pH=8-9$ и содержащие только гидросульфидный ион. Обычно приурочены к контакту гранитных массивов и сланцев, к туфогенным породам и т. д. Широко развиты, кроме Пиренеев, в Тянь-Шане, на Алтае, в Забайкалье и на Кавказе.

Кроме выше выделенных пяти главнейших типов месторождений, имеется целый ряд промежуточных. Многие сульфидные воды одновременно являются углекислыми или радиоактивными.

Описание наиболее типичных месторождений сероводородных вод

Мацеста

Мацестинские сероводородные воды, развитые на Кавказе, приурочены к зоне «Абхазских фаций» (рис. 38). Эта тектоническая зона сложена главным образом известняковыми свитами верхней юры и мела (мощностью до 1,5—2 км), которые внизу подстилаются среднеюрской порфиритовой толщей, а сверху прикрыты глинисто-песчано-мергельными палеогеновыми отложениями.

Зона Абхазских фаций по своим структурным формам представляет систему брахиантиклиналей, сложенных плотными мело-

выми известняками, и широких плоских синклиналей, выполненных сравнительно мягкими третичными мергельно-глинистыми породами.

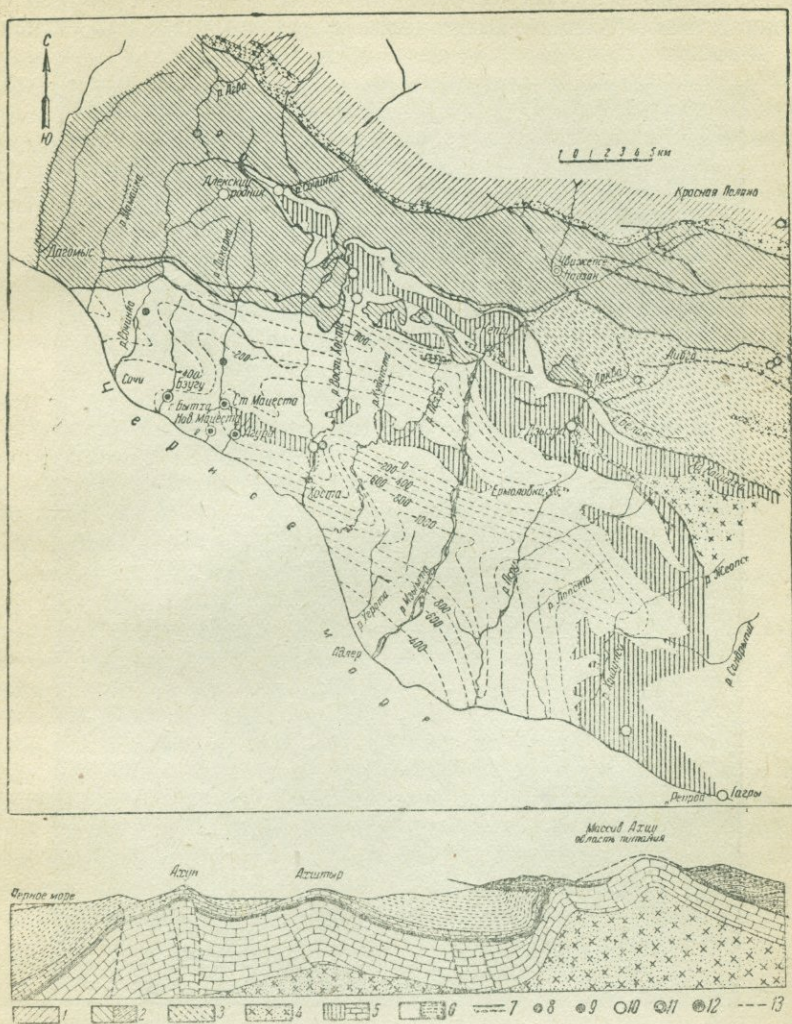


Рис. 38. Гидрогеологическая карта Сочи-Маестинского района и схема строения Маестинского бассейна сероводородных вод.

Северная часть района: 1—Краснополянская зона нижнеюрских сланцев; 2—Ажеско-Дагомская зона—флишевые карбонатные породы мела и палеогена; 3—Аибгинская зона—туфогенные и песчано-сланцевые отложения средней юры. Южная часть района—зона Абхазских фаций: 4—туфопорфировая толща средней юры—водоупорное основание зоны Абхазских фаций; 5—известняковый комплекс верхней юры, нижнего и верхнего мела; выше эрозионной сети—область поглощения поверхностных вод и карстовых явлений, ниже—область сероводородных вод, разделенная водоупорными альбскими породами Маестинского типа; 6—палеогеновые мергели, глины и песчаники, слабо водоносные породы с отдельными горизонтами пресных вод; 7—тектонические разрывы; 8—гидросульфидные, слабо минерализованные источники; 9—участки разведочного бурения на маестинскую воду; 10—крупные пресные родники; 11—углекислые источники; 12—участки выхода маестинских сероводородных вод (источники, скважины); 13—стратозигилсы кровли верхне-меловых известняков.

Особенностью известнякового комплекса зоны Абхазских фаций является его сильная трещиноватость и интенсивное развитие в выступающих массивах глубокого карста, со всеми характерными особенностями (быстрое поглощение поверхностных вод, исчезно-

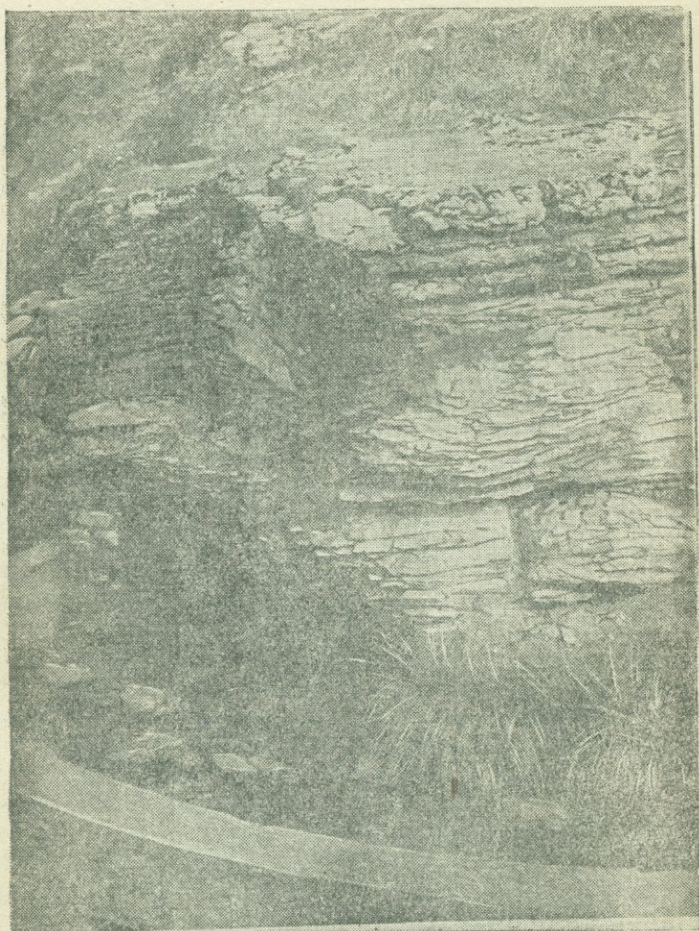


Рис. 39. Естественный выход сероводородной воды на Старой Маестре.

вание рек, большое количество пещер, воронок, появление огромных пресных родников типа «воклюз» и т. д. Карст верхнемеловых известняков преимущественно развивается по пластам и имеет густую сеть каналов по направлению основных сопряженных тектонических деформаций (поперечных, пластовых, диагональных) (рис. 39). В карсте подальбских известняков (верхняя юра-неоком) преобладают крупные вертикальные каналы, пересекающие

почти всю толщу известняков нижнего мела, представляющую собой местами слабо нарушенные монолитные блоки. Кроме явлений современного карста, наблюдаются факты, свидетельствующие о развитии карста в предыдущие эпохи (нижний альб, турон, олигоцен и др.). Отмечено также наличие карстовых каналов ниже современного базиса эрозии, которые могли развиваться в результате воздействия артезианских вод. В нижней пачке верхнеюрских известняков в районе Гагр отмечена первичная битуминозность (Н. А. Архангельская, С. Т. Коротков).

Известняки более высоких горизонтов Сочи-Мацестинского района (баррем, турон, сенон) лишены признаков первичных битумов. Последние встречаются лишь по трещинам, следовательно проникли в них уже значительно позже деформирования известняков. Они представлены тяжелой нефтью и асфальтами, которые интенсивно окрашивают кальцит и частично заполняют трещины в зонах тектонических деформаций, разбивающих меловые известняки (например, в Ахунском массиве).

Мацестинские воды по своему химическому типу являются сероводородными термальными ($t = 26-31^{\circ}\text{C}$), хлоридно-натриевыми водами, газирующими азотом, метаном и сероводородом (см. табл. 25).

В отношении химического состава мацестинские воды являются одними из наиболее богатых по содержанию сероводорода H_2S (до 350 мг/л). Прекрасные лечебные свойства этой воды завоевали заслуженную славу, а сам тип воды получил нарицательное название «мацестинского». Общая минерализация воды колеблется в различных выходах от 1 до 20 г/л .

Особенностью мацестинских вод является удивительное постоянство их химического типа, несмотря на отмеченные выше пределы колебания общей минерализации. Это свидетельствует о разбавлении в различной пропорции минеральной хлоридно-натриевой воды пресными водами (по типу гидрокарбонатно-кальциевыми). Для мацестинских вод характерна тесная зависимость между сероводородом и минерализацией, указывающая на общность процессов формирования химического и газового состава воды. Отношение $\frac{\text{N}_2\text{S}}{\text{Cl}}$ для мацестинских вод равно в среднем $0,030$ — для более глубоких барремских вод, и $0,037$ — для вод верхнего сенонского горизонта.

Содержание сульфатов в мацестинских водах ничтожно и колеблется в пределах от $0,8$ до $1,8 \text{ мг/л}$.

Мацестинские воды, как это доказано целым рядом исследований, являются метаморфизованными водами морского типа.

Сравнение химического состава минеральных вод из известняков баррема и сенона показывает, что коэффициент, характеризующий степень метаморфизации морской воды, остается удивительно постоянным ($\frac{r\text{Na}+\text{K}}{r\text{Cl}} = 0,80-0,85$) и близок к тому коэффициенту, который имеется в морской воде. Остальные коэффициенты

($\frac{rBr}{rCl}$ и др.) также свидетельствуют о близком родстве с морской водой.

Метаморфизация морской воды заключается, кроме уменьшения общей минерализации, в проявлении газов CO_2 , H_2S , их продуктов диссоциации и окисления, в изменении соотношения кальция и магния, уменьшении сульфатов и увеличении некоторых характерных элементов, например, иода, аммония, а также борной кислоты. В восстановлении сульфатов большое участие принимают битумы, которые имеются в разрезе пород Сочи-Мацестинского района.

Микробиологическими исследованиями обнаружены в мацестинских водах сульфатредуцирующие бактерии типа микроспир.

Основным свободно выделяющимся газом является азот, содержание метана в отдельных выходах достигает почти 40% (особенно в водах из нижнего горизонта). Тяжелые углеводороды, свойственные газам вод нефтяных месторождений, в мацестинских водах, как правило, отсутствуют.

Весьма сходный химический состав мацестинской и морской воды, а также расположение соленых сероводородных источников в пределах карстового района на берегу Черного моря, естественно заставили обратить внимание на возможную связь Мацесты с современным Черноморским бассейном [95]. Однако гидрохимические и микробиологические исследования не подтверждают мысли о прямой связи мацестинских вод с современным морем.

Детальный гидрогеологический анализ Мацестинского месторождения показал, что район сероводородных вод представляет единое огромное месторождение, приуроченное к Сочинско-Адлерской депрессии, осложненной системой антиклинальных складок (Ахштырской, Ахунской, Бытхинской). Циркуляция воды в этом месторождении имеет пластово-трещинный характер, причем наиболее благоприятные условия создаются в зонах интенсивного развития тектонических трещин и разрывов.

Высококонцентрированные сероводородные воды в месторождении на Старой Мацесте встречены в сеноне в буровых скважинах под покровом третичных отложений (рис. 40). Здесь наиболее минерализованные воды заключены в относительно менее трещиноватых блоках известнякового комплекса, откуда они вымываются менее минерализованными, но более высоконапорными водами (по своему составу эти воды уже несут следы разбавления гидрокарбонатными пресными водами). Под альбскими же мерелями циркулируют воды низкой концентрации, т. е. на Старой Мацесте более интенсивному промыванию подвержен нижний горизонт баррема, откуда вода, проникая в сенон (естественным и искусственным путем), создает термические аномалии. Далее к северу, в районе Верхней Мацесты, высококонцентрированные сероводородные воды встречены в обоих горизонтах в условиях совершенно закрытой структуры и отсутствия самоизлива, ввиду высокого расположения скважины (52 м над уровнем моря). Напор сенонских и барремских вод, ввиду прямой связи между этими

горизонтами, здесь одинаков и равняется 32—33 м. На Агуре и Новой Мацесте и в сеноне и в барреме циркулируют воды средней концентрации и только на Новой Мацесте под альбом концентрация сероводорода достигает 120 мг/л.

100 м 50 100 м

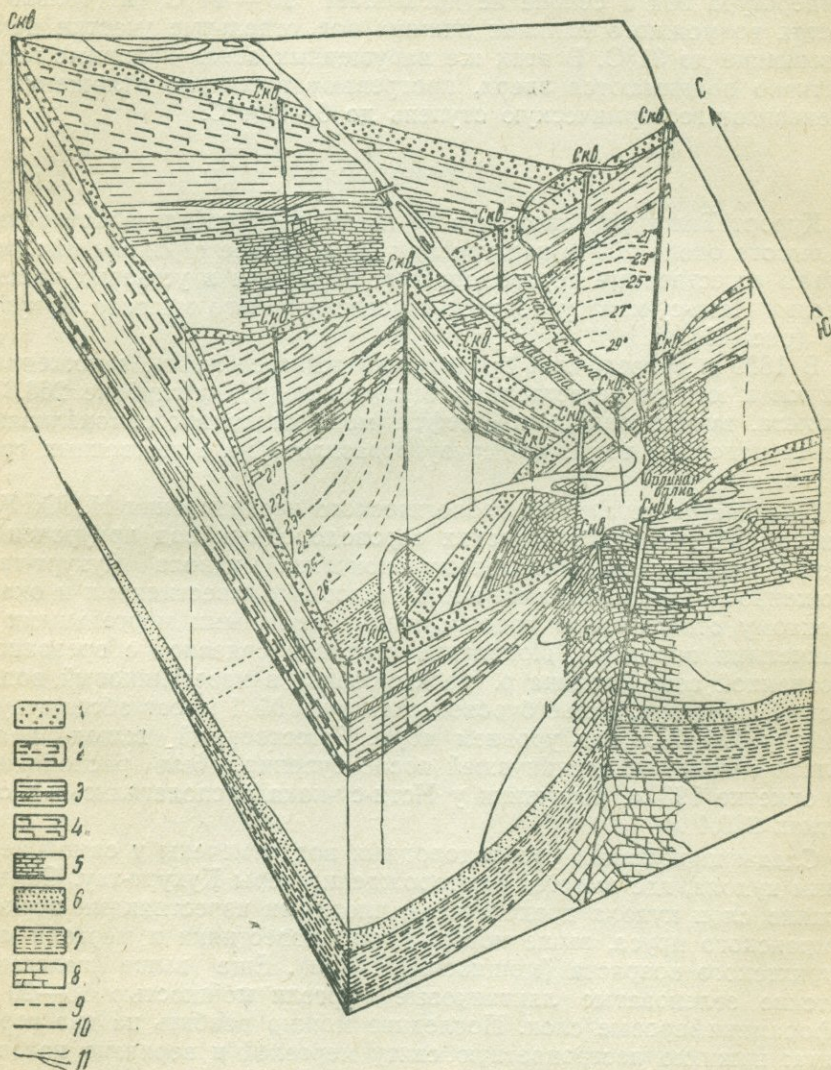


Рис. 40. Блок-диаграмма месторождения сероводородной воды на Старой Мацесте.

1—четвертичные отложения (аллювий и делювий); 2—мацестинская свита мергелей и глини-олигоцен; 3—зандовая свита мергелей с прослоем битуминозных мергелей; 4—датские зеленые мергели; 5—хорошо слоистые известняки сенон-турон; 6—туфогенные песчаники сенонан; 7—сланцеватые мергели (глины) и песчаники; 8—плотные известняки готерив баррем; 9—тектонические разрывы; 10—изотермы; 11—изохлориды Cl на 1 л.

На Бзугу в сеноне под покровом третичных отложений встречаются воды высокой концентрации.

Температуры, как правило, распределяются несколько эксцентрично по отношению к минерализации. Фокусы максимальных температур (более 24—25°C) не располагаются прямо в местах циркуляции высококонцентрированных вод. В нормальных условиях температура вод в сеноне не превышает 26—27°C и только в местах возможного влияния нижних вод отдельные участки дают повышение до 31°C. В этих же нарушенных зонах напорные воды частично поднимаются вверх, прогревают третичные отложения и уменьшают геотермическую ступень до 6—7 м°C.

Талги

Курорт Талги расположен в 18 км от Махач-Кала в котловине на высоте около 200 м над уровнем моря. Ранее в районе имелись только естественные сероводородные источники в устьевых частях ущелья Исти-су-кака у подножья известнякового массива Кукурт-тау (рис. 41).

В 1889 г. разведочная буровая скважина на нефть, заложенная в 2 км к югу от естественных выходов воды, на глубине 268,8 м вскрыла, вместо ожидаемой нефти, мощный приток самоизливающейся напорной воды, что сразу отразилось на естественных грифонах.

По данным детального геологического исследования Н. Ю. Успенской [89], выход талгинских сероводородных вод приурочен к юго-восточному периклинальному окончанию купола Кукурт-тау, сложенному трещиноватыми верхнемеловыми известняками и окаймленному относительно водоупорными третичными мергельными и глинистыми породами. Появление этих вод связано с врезанием эрозионной сети (долина р. Черкез-озень) в известняковый водоносный комплекс. Устье буровой скважины № 1 имеет абсолютную отметку 179,17 м над уровнем моря. Естественный выход воды вблизи скважины, иссякнувшей после бурения, был расположен на отметке 193 м, источники у Исти-су-кака располагались на отметках 220,4 м.

Следы циркуляции сероводородных вод отмечены у самой вершины купола, где имеется месторождение серы Кукурт-тау. Самые нижние слои купола представлены плотными известняками верхов кампанского яруса, выше которых идут известняки и мергели маастрихтского возраста (мощностью 100 м). Еще выше залегают датские зеленоватые литняковые мергели мощностью 15—20 м и фораминиферовые слои. Последние можно разбить на два горизонта: нижнюю пестроцветную свиту мергелей и верхнюю известняково-сланцевую толщу. Всюду над пестроцветными мергелями хорошо выделяется пачка темных битуминозных мергелистых сланцев, которые постепенно переходят в свиту известняков и тонкослоистых зеленоватых мергелей. Общая мощность фораминиферовых слоев равна 120—125 м.

Толща майкопа, мощностью 1500 м, залегающая на фораминиферовой свите, по своему петрографическому составу делится на две части: нижний — песчано-глинистый горизонт, и верхний, представленный почти одними глинами

0,5 0 0,5 1 1,5 2 2,5 км

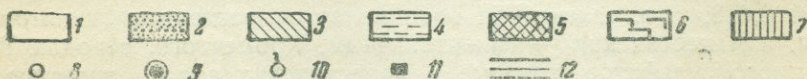
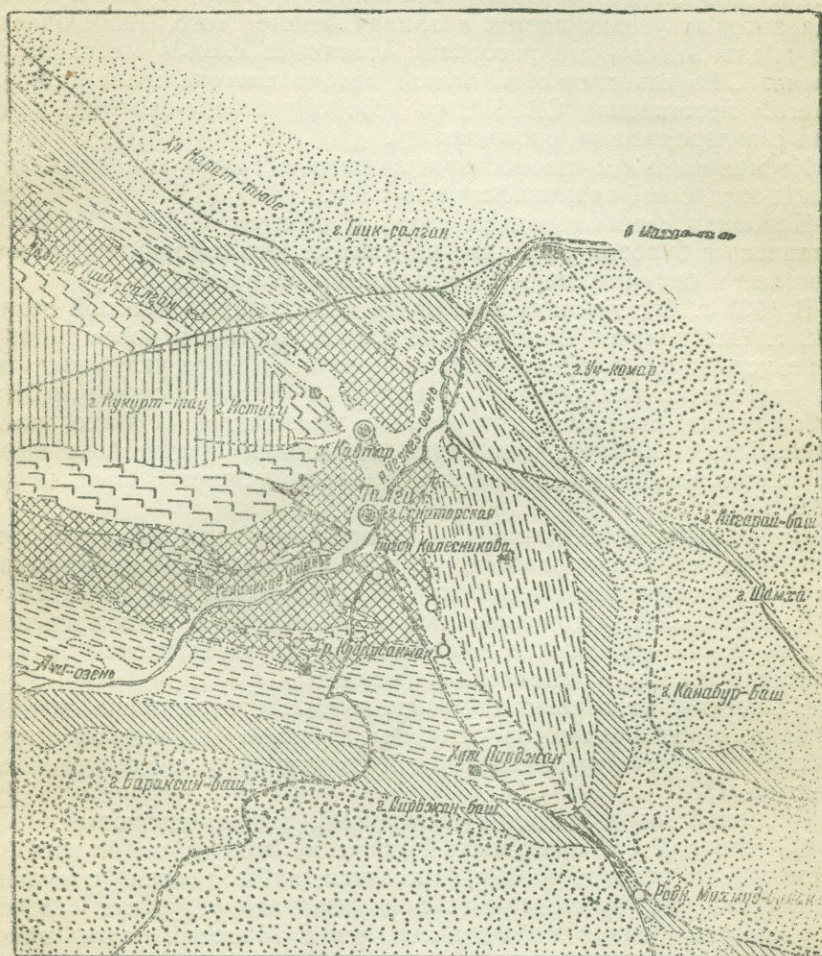


Рис. 41. Геологическая карта района Талги в Дагестане (по Н. Ю. Успенской).

1—аллювиальные отложения; 2—чокракско-спирналисовые слои чередования глин песчаников; 3—верхнемайкопские слои; темные глины с конкрециями сидерита; 4—муздакальский горизонт; сланцеватые битуминозные глины с прослоями песчаников; 5—мизлинский и хадумский горизонты; серые сланцеватые глины с прослоями песчаников; 6—фораминиферовые слои; серые и зеленоватые мергели и известняки с прослоями битуминозных сланцев; 7—верхне-меловые известняки и мергели; 8—пресные источники; 9—сероводородные источники; 10—выходы газа; 11—выходы нефти; 12—тектонические разрывы.

Основным элементом тектоники Талгинского района является ранее упомянутый известняковый купол Кукурт-тау, представляющий собой крупную брахиантиклинальную складку коробчатого строения. Складка разбита крупным взбросом, амплитуда которого по мере приближения к куполу Кукурт-тау постепенно ослабевает. Одновременно возникает несколько других разрывов, амплитуда которых увеличивается к западу, кроме того, наблюдается ряд надвигов, которые пересекают третичные слои в месте их заворота. Сам известняковый купол разбит диагональным сбросо-сдвигом простирания СВ 65° , по которому северо-западная половина его передвинута к юго-западу.

Нефтеносными и газоносными свитами в Талгах являются нижнемайкопские и фораминиферовые слои.

Напорная сероводородная вода с дебитом 1 850 000 л/сутки появилась в буровой скважине на границе нижнефораминиферовых мергелей и битуминозных известняковых сланцев.

В 1931 г. была начата каптажная скважина, из которой весной 1932 г. был получен фонтан минеральной воды с напором 17,12 м выше устья (196,2 м над уровнем моря). По мере углубления дебит постепенно увеличивался и достиг 1 188 000 л/сутки; t 37°C . Дебит старой скважины при этом не уменьшился, а даже повысился. Таким образом, суммарный дебит воды значительно вырос и в настоящее время измеряется величиной более 3 млн. л/сутки (37,6 л/сек).

По физико-химическому типу талгинские воды являются термальными, сероводородными, сульфатно-хлоридно-кальциево-натриевыми, сравнительно невысокой минерализации (см. табл. 25).

Концентрация водородных ионов $\text{pH} = 6,65$, т. е. вода слабо кислая. Расчет активности ионов показал, что талгинская вода не насыщена гипсом и углекислым кальцием.

На составе талгинских вод явно сказывается влияние сульфатных вод, приуроченных на Северном Кавказе к верхнеюрскому комплексу, о чем свидетельствует и сравнительно высокая их температура (38°C).

Основной газовый состав смешанный, азотно-метановый.

Обычно принято сравнивать талгинские воды с мацестинскими. Несмотря на некоторые черты сходства, наблюдаются и существенные отличия. Концентрация и парциальная упругость свободного сероводорода в Талгах выше, чем в Мацесте, почти вдвое; общая молярная концентрация талгинской воды 0,154, а мацестинской 0,418, т. е. талгинская вода является раствором гипотоничным, а мацестинская — гипертоничным. Кроме того, в водах Талги много сульфатов, которые в мацестинских водах практически отсутствуют.

Копет-дагская термальная зона

У северной подошвы Копет-Дага, на границе с Кара-Кумами, на большом протяжении наблюдается ряд термальных источников, впервые объединенных в 1925 г. И. И. Никшичем [38] в «Копет-

Дагскую термальную линию». В дальнейшем эта линия была детально изучена П. И. Калугиным [23], который определяет ее как «термальную зону». Последняя представляет собой вытянутую вдоль северного подножья хребта полосу разгрузки термальных вод, в которой различают воды, вытекающие непосредственно из коренных пород или из брекчии по линии надвига («коренные»), и воды, поступившие из коренных пород, несколько метаморфизованные и с значительными колебаниями температуры («постумные»).

Среди мощного комплекса осадочных отложений (6 000—8 500 м) наибольшее гидрогеологическое значение имеет мальмнеокомская известняковая серия. Слои смяты в складки, причем антиклинали северных цепей опрокинуты и надвинуты на север. Основной формой дизъюнктивных дислокаций краевой цепи является крутопадающий надвиг, местами в фронтальной части имеющий и более пологие падения. Надвиговые дислокации представляют систему сопряженных деформаций. В каждой антиклинали главную роль играет своя плоскость надвига. С зоной тектонических деформаций связана разгрузка термальных напорных вод, поступающих в области питания. Большую роль играют крупные диагональные разрывы.

Все воды зоны имеют минерализацию 1—2 г/л, содержат сероводород и по химическому составу являются сложными хлоридно-сульфатно-гидрокарбонатными натриево-кальциево-магниевыми. Газовый состав вод — преимущественно азот с примесью метана, углекислоты и редких газов.

Термальная зона имеет огромное значение в жизни края, так как она дает около 5 000 л/сек воды, используемой для орошения, водоснабжения, а в некоторых пунктах и для курортного лечения. Наиболее крупный объект, используемый для лечения — Арчманский источник [39] — имеет дебит 12 млн. л/сутки и температуру 29°C, содержание серы 14 мг/л, из которого 2/3 приходится на долю свободного сероводорода (см. табл. 25).

Сероводородные воды Русской платформы

Восточная часть Восточно-Европейской впадины, включающая Приуралье, сложена в основном карбонатными породами палеозоя. Собранный обычно в систему разорванных складок известняковый палеозой у широты г. Чкалова скрывается под толщей артинских и других терригенных пород. Он обнажен в области крутых поднятий на Уфимском плато, в ядре Сокско-Шешминско-Ижевской антиклинали, на Самарской Луке и, наконец, у Чапаевских минеральных вод. Кроме того, палеозойские известняки вскрыты целым рядом скважин, заложенных для разведки и добычи нефти. Почти вся эта многосотметровая толща палеозоя является битуминозной, местами она включает промышленные месторождения нефти, прослой гипсов и ангидридов с примесью галита, а также содержит в порах сероводород («вонючие известняки»).

В пределах «гидрогеохимического поля карбонатных фаций палеозоя Приуралья и Поволжья» (по В. В. Штильмарку) характерно присутствие сероводородных вод, от незначительных концентраций до 1000 мг/л (Краснокамск, Ишимбай). Сюда же относятся воды Ключи с содержанием H_2S 135 мг/л и воды наиболее крупного курорта Сергиевские минеральные воды (Серноводск, Куйбышевской области). По химическому составу воды различны, начиная от крепких рассолов (Краснокамск) и кончая сульфатно-кальциевыми водами невысокой минерализации (Серноводск).

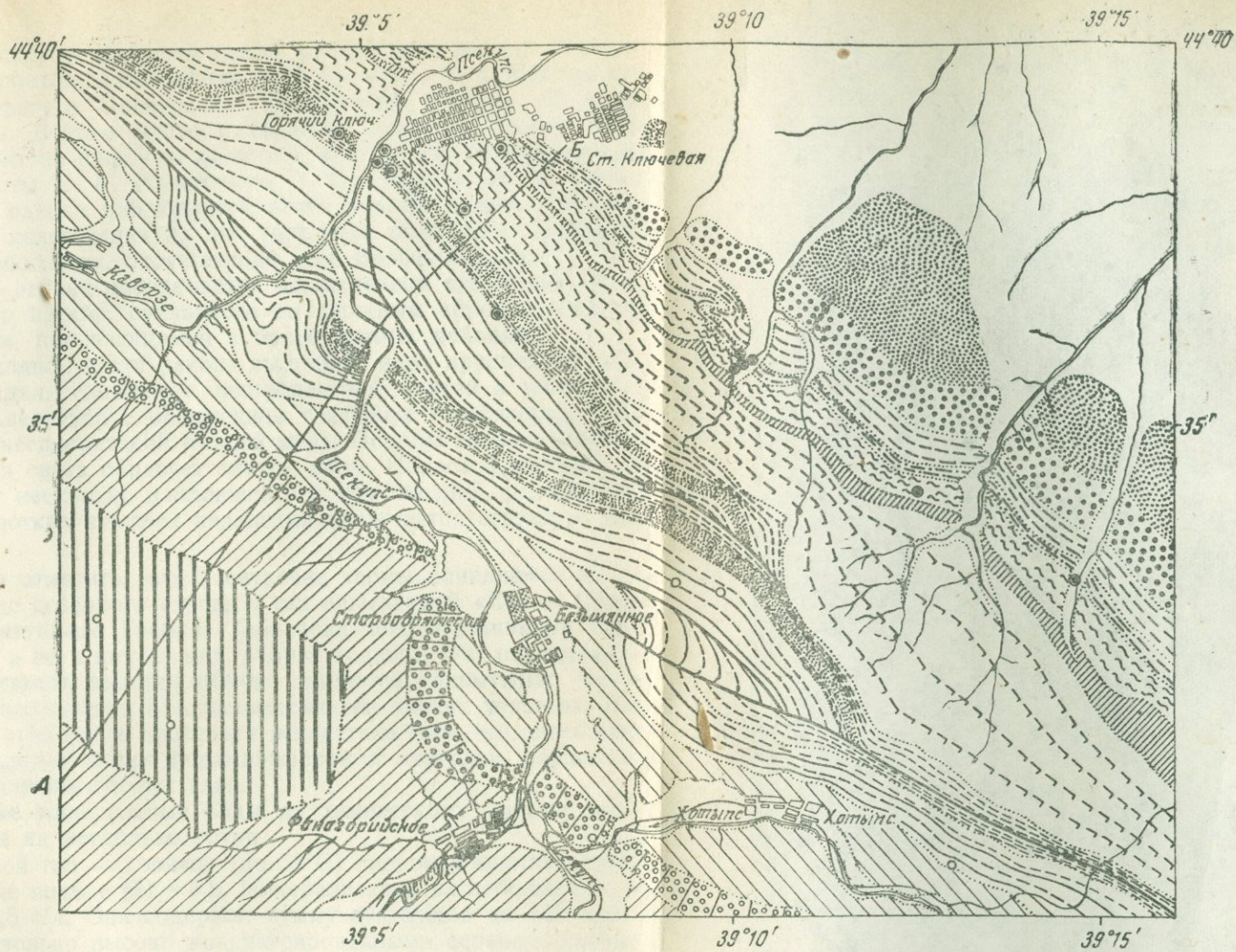
Сергиевские минеральные воды, где в последние годы велись гидрогеологические работы, расположены в 120 км на северо-восток от г. Куйбышева. Минеральные воды появляются у подножья крутого правого берега р. Сургут в зоне тектонических нарушений (сброса или флексуры) среди казанских известняков верхней перми. Характер циркуляции вод — пластово-трещинный, что было установлено во время каптажа путем проведения штольни длиной около 100 м. Из штольни воды отводятся по желобам в Серное озеро, расположенное в пойме р. Сургут. Суммарный дебит источников около 5 000 000 л/сутки, $t = 8^\circ C$, $pH = 6,8$. Общая минерализация 2,88 г/л. Всего содержание H_2S — 80 мг/л, из них на долю свободного сероводорода приходится около 40—50 мг/л.

Формирование сероводородных вод связано с восстановлением сульфатов в контактовых зонах нефтяных и гудронных месторождений в известняках палеозоя.

Несколько иные условия восстановления сульфатов наблюдаются на другом месторождении сероводородных вод, приуроченных к центральному девонскому полю Восточно-Европейской впадины. Здесь известным объектом являются краинские воды Тульской области в окрестностях г. Лихвина (H_2S от 8 до 34 мг/л). Выход напорных гипсовых вод приурочен к пойме р. Черепеть, притока р. Оки. Коренными породами являются чернышинские полукристаллические известняки, успинские мергелистые известняки и нижнедевонские глины с прослоями известняков и мергелей. Восстановление сульфатов происходит непосредственно в аллювиальных отложениях, т. е. захват этих вод должен быть осуществлен на небольшой глубине. Сходные условия наблюдаются на курорте Хилово в Порховском районе Ленинградской области, расположенном в пределах западного девонского поля.

Псекупе

Среди вод, богатых сульфидами, большой интерес вызывают Псекупские термы, расположенные в Майкопском нефтяном районе (Северо-Западный Кавказ). Район приурочен к северной окраине зоны мелового флиша, сложно дислоцированной и разбитой крупными надвигами (рис. 42). Общее погружение складчатости флишевой зоны к северо-западу вызывает постепенный переход к куполовидным и диапировым структурам, с которыми связано появление грязевых вулканов.



Разрез по А-Б

1000 0 1000 2000 м

г. Лысая

р. Псекупс

г. Катка

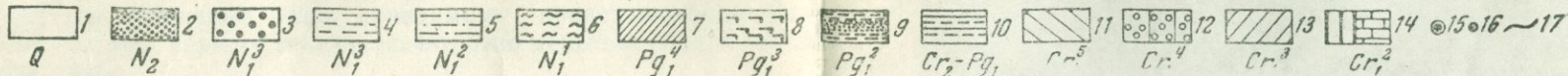
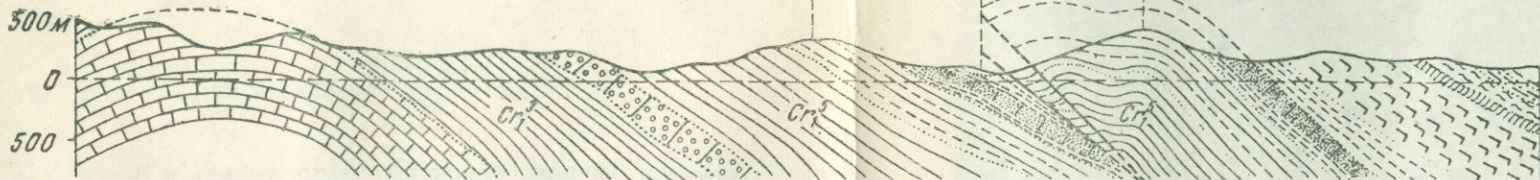


Рис. 42. Геологическая карта района Псекупских минеральных источников (по Н. К. Игнатовичу и Н. Н. Славянову).

1—четвертичные отложения; 2—понтические и рудные слои; 3—мэотический слой; 4—сарматские песчано-глинистые отложения; 5—спаниодонтеелловые слои; 6—чок-ракско-спиральсовые слои; 7—майкопские глины; 8—фораминиферные мергели и глины; 9—толща Горячего Ключа; 10—флишевая толща; 11—верхнесидеритовая свита; 12—фонарская свита; 13—нижнесидеритовая свита; 14—горизонт глыбовых известняков; 15—минеральные источники; 16—пресные источники; 17—тектонические разрывы.

Курорт Псекупс (Горячий ключ) расположен вблизи Калужского нефтепромыслового района, в 56 км к югу от г. Краснодара, на правом берегу р. Псекупс на абсолютной отметке 65 м над уровнем моря. В этом месте р. Псекупс, прорезая хребет Котх-Пшаф, выходит на широкую долину р. Кубани. По району курорта имеются работы Н. К. Игнатовича, П. Н. Палей и Н. Н. Славянова [21]. В районе наблюдается почти полный разрез меловых отложений и налегающих на них третичных отложений, входящих в пояс нефтеносности, окружающий весь Большой Кавказ.

Тектоника района определяется нахождением его в зоне флексуорообразного изгиба, связанного со сложным сбросо-сдвиговым перемещением, намечающимся в более южных районах.

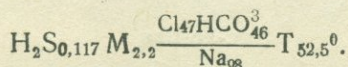
В юго-западной части района выступает ядро крупной антиклинальной складки, сложенное пестроцветной свитой и толщей известняков и мергелей с включением глыбовых известняков, окаймленное нижнесидеритовой толщей мела. Породы сложно разбиты, а сидеритовая свита образует смятые зоны. Полоса флишевых пород образует несколько наклоненные к югу складки, разорванные в южных коротких крыльях надвигами (получается структура типа Аппалачей).

Интересно отметить, что Псекупские термы появляются на северном склоне северного отрога у так называемой «Скалы Спасения» или «Петушьего Гребня» (образованного песчаниками Горячего ключа), а не к югу от них, вблизи надвига. Это определяется тем, что плоскости надвига обычно являются закрытыми; источники же располагаются на гипсометрически низких участках. Еще севернее вода не могла пробиться вследствие того, что здесь залегают водоупорные толщи фораминиферовых мергелей, майкопских и чокракско-спириалисовых глин.

Псекупские минеральные воды по химическому составу могут быть разбиты на несколько групп.

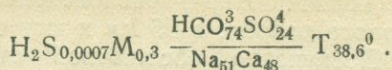
1. Основной тип — горячие (до 53°C) гидрокарбонатно-хлоридные натриевые воды с рН = 8,2. Минерализация их небольшая и не превышает 2,5 г/л. Они содержат сумму сульфидов до 123 мг/л и являются довольно высоко концентрированными сероводородными водами, хотя при высоком рН их правильнее называть чистыми гидросульфидными водами (при рН = 8 свободного сероводорода всего 5%). Газированы воздушным азотом и метаном.

Химический состав принадлежащего к этому типу источника Алеоль:



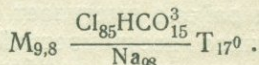
2. Горячие и теплые слабо минерализованные хлоридно-гидрокарбонатные натриевые воды, повидимому представляющие разбавленные воды первого типа со значительно меньшим содержанием сероводорода.

Источник Мика имеет состав:



Как видно из формулы, во втором типе, в отличие от первого, возрастает роль сульфатов. Воды этих двух типов циркулируют в пределах одной водоносной зоны в песчаниках Горячего ключа и представляют единое месторождение, в котором, вероятно, можно встретить и переходные типы.

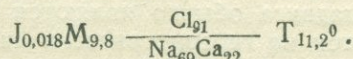
3. Холодные, сравнительно высоко минерализованные хлоридно-натриевые (но с наличием первой щелочности) воды со слабым содержанием сероводорода. Например, Юбилейный источник:



Эти воды выходят из более верхних горизонтов свиты Горячего ключа, на берегу р. Псекупс.

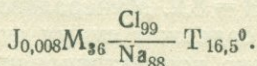
4. Хлоридно-натриево-кальциевые (с второй соленостью) иодобромные холодные воды, газирующие метаном со следами сероводорода. Они приурочены к вышележащим чокракско-спирялисовым слоям; ближайшие выходы их расположены на расстоянии около 1,5 км к востоку от Псекупских терм. Общая минерализация до 12—17 г/л.

Формула химического состава:



Интересным фактом является выход таких же вод на продолжении надвига Котх в Соленой щели в фонарских песчаниках нижнего мела (на контакте с нижнесидеритовыми глинами готерива). Вода газирует метаном.

Формула химического состава:



Суммарный дебит Псекупских горячих источников (с температурой выше 50°C) оценивается в 350 000 л/сутки, теплых источников не более 10 000 л/сутки, а высокоминерализованные соленобромо-иодистые источники обладают ничтожным дебитом, обычно не превышающим сотен литров в сутки.

Экс-ле-Бэн

Один из наиболее популярных курортов Франции Экс-ле-Бэн расположен в широкой долине Шамбери в Савойе, на высоте 285 м над уровнем моря, вблизи оз. Бурже (рис. 43). Слабо сульфидные источники Экс-ле-Бэн содержат сероводорода всего до 5 мг/л и обладают небольшой минерализацией (0,6 г/л). По хими-

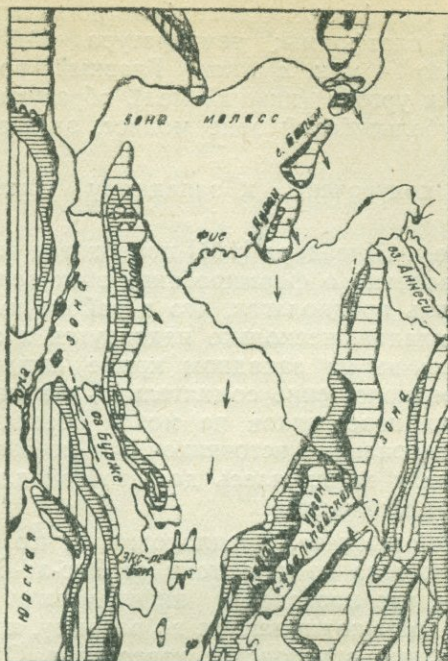


Схема происхождения терм Экс-ле-Бэн по Кильяну

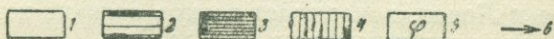
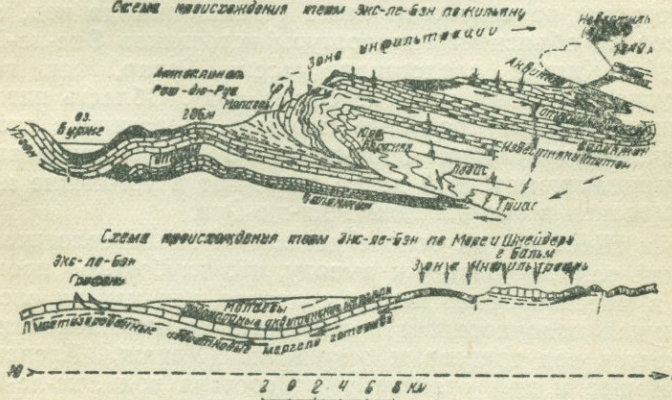


Рис. 43. Схематическая карта района термальных источников Экс-ле-Бэн (схемы происхождения терм по Кильяну, Море и Шиньдере)

1—зона моласс и нуммулитовых слоев субальпийских цепей; 2—известняки ургона; 3—мергельстые известняки неокома (готерив и валажжн); 4—юрские отложения; 5—надвиг в основании массива Ревар; 6—направление движения воды.

ческому типу они сульфатно-гидрокарбонатно-кальциевые, сходные с водами Русской платформы; температура 46,5°C. Суммарный дебит равен около 4 млн. л/сутки. Главный водоносный комплекс — известняки ургона (нижний мел), образующие синклинальный бассейн в субальпийской зоне моласс, залегающих на меловых отложениях.

Выходы воды приурочены к западному крылу антиклинали Рош-де-Руа.

В работе Море и Шнейдера [114] приводится интересный очерк эволюции представлений о формировании этих вод.

В 1908 г. Ревиль предполагал, что в районе имеется крупная антиклинальная складка, несколько надвинутая к западу. Область питания намечалась им на западном крыле антиклинали массива Ревар. Но это предположение сомнительно, так как узкая полоса выходов ургонских известняков не могла обеспечить достаточно большой дебит минеральных источников Экс-ле-Бэн, а глубина погружения синклинали не являлась достаточной для создания высокой температуры источников.

В 1919 г. Горсей высказал предположение, что область питания источников расположена не к востоку от Экс-ле-Бэн, а к западу, в долине р. Роны, где происходит инфильтрация в юрские отложения; далее эти воды поднимаются по разрыву, проходящему под оз. Бурже и попадают в ургонские известняки. Однако эта точка зрения также неправдоподобна, так как абсолютные отметки области поглощения расположены ниже участка выхода вод, а глубина сбросов не объясняет температуры источников Экс-ле-Бэн.

В 1924 г. Кильян представлял массив Ревар, как головную часть крупного надвига на молассовую зону. Область питания, по его мнению, занимает большую площадь известняков этого массива, причем воды глубоко проникают в лагунные триасовые отложения, выщелачивают их и далее попадают в ургонские известняки, разгружаясь в антиклинали Рош-дю-Руа.

Море и Шнейдер на основе детальных гидрогеологических исследований района пришли к выводу, что глубокого проникновения вод в массиве Ревар не наблюдается, так как он сложен чередующимися водоупорными и водоносными комплексами. Химический состав вод триасовых отложений (Уриаж, Алевар, Сан-Жерве, Лешер и др.) отличается от состава вод Экс-ле-Бэн. Отношение гелия к аргону в газах альпийских источников, определенное Муре и Лепап, показывает резкое отличие источников, связанных с триасом, от источников Экс-ле-Бэн.

Все это, а также учет элементов водного баланса, по мнению Море и Шнейдера, свидетельствует о том, что воды Экс-ле-Бэн формируются главным образом в ургонских известняках, а свою минерализацию заимствуют в готеривских мергелях. Главная область питания водоносного горизонта находится не на востоке и не на западе, а на севере, в массивах Бальи и Пуази, где известны сероводородные источники сходного химического состава.

Название Пиренеи (Pyrénées или по-латински Pyrenaei montes — «горячие горы», данное древними географами мира хребту на границе Франции и Испании, свидетельствует о том, что эта горная страна обильна горячими источниками. Не случайно ее называют «благословенной страной серы».

Пиренеи протягиваются от Бискайского залива до Средиземного моря на расстояние 430 км при ширине от 20 до 100 км (рис. 44). Здесь развиты слабо минерализованные термальные и горячие гидросульфидные гидрокарбонатно-натриевые воды, которые получили нарицательное наименование «пиренейских».

На основе работ геолога Шарля Жакоба и его учеников в создании Пиренеев различают три фазы.

1. Фаза формирования, начавшаяся в середине мелового периода и достигшая максимума в эоцене (ранее эпохи формирования Альп).

2. Фаза сотрясения (по терминологии Г. Астра), когда уже сформировавшиеся Пиренеи подверглись воздействию альпийских движений (миоцен) и были разбиты трещинами.

3. Фаза ослабления напряжения, продолжающаяся до наших дней, когда вся горная цепь принимает более или менее устойчивое положение. Сейсмические явления, продолжающиеся в наши дни, свидетельствуют о том, что равновесие еще не достигнуто и сохраняется сеть трещин и разломов, по которым поднимаются термальные воды.

В Пиренеях хорошо выражена осевая зона герцинского фундамента, разбитая в эоцене тектоническими разломами, по которым она выдвинута кверху и несколько смещена к северу. В вышележащих пластичных породах северопиренейской зоны наблюдаются складки и срывы, иногда сопровождаемые чешуйчатыми надвигами. В ядрах антиклиналей обнажены герцинские образования. Севернее наблюдаются нормальные складки с выступающими триасовыми породами в осевых частях антиклиналей. Далее следует при-пиренейская зона, продолжающаяся до Черных гор. На южном склоне также наблюдаются надвигание пород и значительные перемещения.

Термы Французских Пиренеев, составляющие главную часть всех Пиренейских терм, образуют две группы: восточную — у основания массива Канигу и в долине Андоры, и центральную — в Верхних Пиренеях, между курортами Баньер-де-Люшон и О-Бонн.

Жорж и Пьер Урбэн отмечают удивительное сходство всех горячих источников центральной осевой зоны, которые они относят к «сернисто-пиренейскому» типу. Всего насчитывается более 400 источников, образующих 400 групп. Для воды этих источников характерно относительно высокое содержание кремнекислоты (иногда почти половина сухого остатка) и повышенная щелочность (рН = 8—10), свидетельствующая о том, что сульфиды находятся в виде гидросульфидных соединений. Авторы рассматривают Пи-

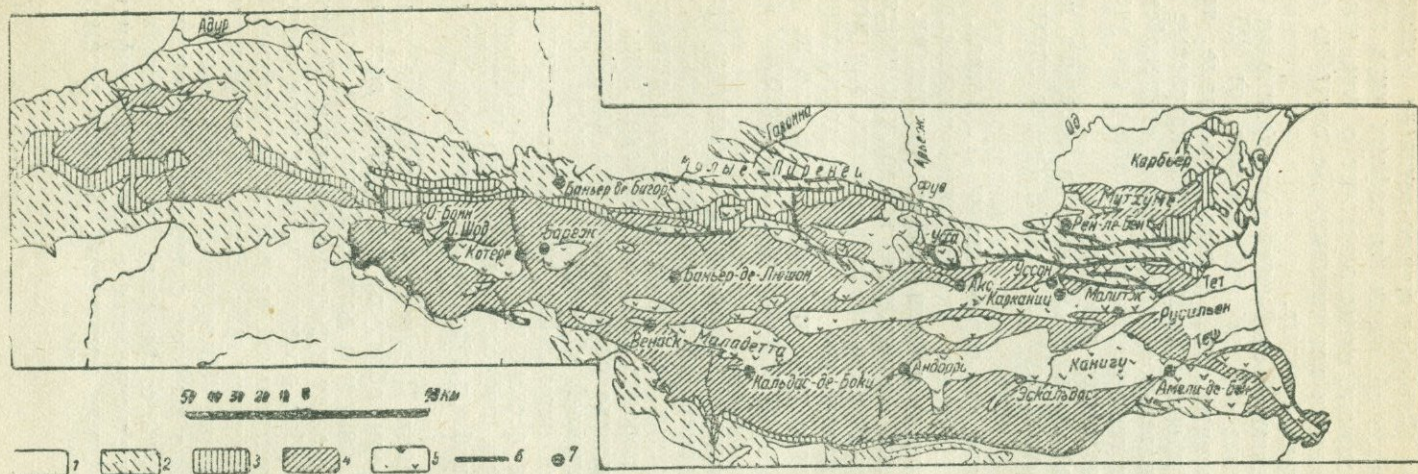


Рис. 44. Схематическая карта Пиренеев.

1—третичные отложения; 2—меловые; 3—юрские; 4—комплекс палеозойских отложений (включая триас); 5—граниты, гнейсы; 6—тектонические разрывы; 7—термальные источники.

ренейские термы как «раствор кремния в сильно разбавленной соде», причем источник серы они видят в изменении фельдшпатовых минералов. В водах, кроме того, присутствуют хлор, сульфаты и гидрокарбонаты кальция, магния и натрия, которые они относят к элементам поверхностного происхождения. Спектральным анализом в водах были обнаружены: алюминий, титан, вольфрам, ванадий, цинк, мышьяк и свинец. Газы терм — преимущественно азот, 94—99% по объему (с наличием инертных газов — аргона, неона, криптона, ксенона и газов радиоактивного происхождения — гелия, радона и, возможно, торона). В свободно выделяемых газах кислород совершенно отсутствует. Объем выделяемых газов не превышает 30—40 см³/л (при 1 атмосфере). Максимальная температура отмечена в источнике Шосег на Центральном массиве (82°С) и в источниках Тюсс в Восточных Пиренеях (80°С). Отмечена общая закономерность уменьшения температур источников с востока на запад. Наиболее крупные западные термы О-Шод имеют температуру 36°С. Горячие источники обычно приурочены к контактам гранитов и гнейсов со сланцами (что очень напоминает геологические условия выхода Тяньшаньских терм). Обращает на себя внимание большое количество грифонов в отдельных пунктах, что свидетельствует о сильном механическом раздроблении участков тектонических контактов. Дебит каждой группы грифонов обычно равен 1—2 млн. л/сутки. Глубина циркуляции воды определяется примерно в 2 км; наиболее крупные открытые разломы наблюдаются в восточной части Пиренеев.

Обычно часть грифонов располагается в гранитах, а часть — в сланцах. Наиболее типичным примером является Котере, где 20 грифонов с температурой до 56°С расположены на протяжении 1,5 км, из них южная группа — в амфиболовом граните, а северная — в угленосных сланцах девона. Непосредственно в контактовом метаморфическом поясе между сланцами и гранитами грифонов горячих источников нет.

Другой интересный случай имеется в Баньер-де-Люшон, где гранитный массив дает апофизы в сланцах. Галереи каптажных сооружений прорезают перемежающиеся полосы гранитов и сланцев, захватывая воду с повышенной радиоактивностью из 60 грифонов на площади 250 м².

Между осевой и северопиренейской зонами существует поразительный контраст. Герцинские массивы в последней зоне окаймлены более молодыми образованиями, среди которых известны послегерцинские основные интрузивы и эффузивы. В северопиренейской зоне известны 16 групп источников, в которые входят 50 источников и скважин. Из этого числа только 4 группы имеют температуру более 25°С (Сен-Поль-де-Фенуйе 27,5°, Жиноль 38,5°, Усса 38°, Баньер-де-Бигорр 51°). Остальные выходы дают холодную и субтермальную воду.

Глава VIII

РАДИОАКТИВНЫЕ ВОДЫ

Общие понятия о радиоактивности подземных вод

Наиболее своеобразным и сложным типом минеральных вод являются радиоактивные воды. В природе все подземные воды обладают той или иной радиоактивностью, и анализ этого явления при современных точных методах открывает большие перспективы перед гидрогеологией.

Под радиоактивностью понимается способность атомов некоторых элементов самопроизвольно распадаться с образованием атомов новых элементов; при этом выделяются особые лучи, действующие на флюоресцирующие вещества, на фотографическую пластинку и сообщающие воздуху электропроводность. Сила тока, наблюдаемая, под действием радиоактивности, очень мала и выражается поэтому не в технической единице — ампере, а в электростатической (CGS) в 3 млрд. раз меньше ампера:

$$y = c \frac{v}{t},$$

где c — емкость прибора, в см;

v — падение потенциала в вольтах в t секунд.

Единица Махе (М. Е. — Mache-Einheit) — единица концентрации эманации радия равна такому ее количеству в 1 л воды или воздуха, которое дает в ионизационной камере при полном использовании α — излучения ток насыщения, равный 0,001 электростатической единицы.

Единица количества эманации радия (по постановлению радиологического конгресса в Брюсселе в 1910 г.) — 1 кюри, т. е. количество ее, находящееся в состоянии радиоактивного равновесия с 1 г чистого радия. Десятичные подразделения кюри носят названия: милликюри ($mC = 0,001$ кюри), микрокюри ($\mu C = 10^{-6}$ кюри) и миллимикрокюри ($m\mu C = 10^{-9}$ кюри). По постановлению совещания в Фрейберге в 1921 г. единицей концентрации эманации радия принят 1 эман (1 эман = $1,10^{-10}$ кюри в 1 л воды). Одна единица Махе — 1 М. Е. = 3,64 эман.

Радиоактивными водами называют воды, содержащие радиоактивные элементы в измеримом количестве. На практике нижним пределом содержания эманации радия, который позволяет считать воду заслуживающей внимания с лечебной точки зрения, является 3,5 М. Е. Что касается солей радия, то следует особо отмечать воды с содержанием солей Ra порядка более 10^{-11} г/л.

При естественном радиоактивном распаде, обнаруженном впервые Г. Бекерелем в 1898 г., были отмечены три рода излучения:

α -лучи — положительно заряженные частицы, которые, потеряв заряд, превращаются в атом благородного газа гелия;

β -лучи — отрицательно заряженные частицы — электроны, вылетающие со скоростью, приближающейся к скорости света;

γ -лучи — наиболее проникающие, не задерживаемые даже свинцовыми экранами и близкие по природе к рентгеновским лучам.

Большинство радиоэлементов является продуктом распада трех материнских радиоактивных веществ: урана-радия, актино-урана и тория (см. схему радиоактивного распада). Конечными продуктами

СХЕМА РАДИОАКТИВНОГО РАСПАДА

Основной изотопы (атами. вес)	Порядковый номер	Ряд урана	Ряд актино-урана	Ряд тория	Основной изотопы	Порядковый номер
U Уран 238.1	92	UI	UII	AcU T-4.3 · 10 ⁹ лет	U	92
Ra Радий 226.0	88	UX ₂	UX ₂	Pa T-13.8 дней	Ra	88
Th Торий 232.1	90	UX ₁	UY	RdAc T-12.9 дней	Th	90
Ac Актиний 227	89		Ac	MsThII T-13.5	Ac	89
Ra Радий 226.86	88		Ra	MsThI ThX T-6.2 лет T-3.84 дня	Ra	88
	87					87
Em Эманация радия 223	86		Rn	Th T-3.825 дня	Em	86
	85					85
Po Полоний 210	84		RaA RaC' RaFAcA	AcC' ThA ThC'	Po	84
Bi Висмут 209.0	83		RaC RaC'	AcE ThC	Bi	83
Pb Свинец 207.2	82		RaB RaD RaC AcB	AcD ThB ThD	Pb	82
Tl Таллий 204.4	81		RaC'' (урановый свинец) T-1.32 мин	AcC'' (актиноидный свинец) T-4.76 мин	Tl	81

их распада является неактивный свинец: урановый, актиновый и ториевый. За исключением эманаций, все радиоэлементы являются твердыми телами.

При вылете α -частицы происходит потеря положительных зарядов и, следовательно, уменьшение порядкового числа на 2 единицы. Кроме того, при выделении α -частицы масса атома уменьшается на 4 единицы (атомный вес гелия = 4,002). Масса β -лучей очень мала; при вылете частиц изменяется заряд атома и увеличивается порядковый номер на 1 единицу («правило сдвига», явление «изотопии»). Число распадающихся в данный момент атомов какого-либо элемента пропорционально наличному количеству атомов:

$$N_t = N_0 e^{-\lambda t}; N_t = \frac{1}{2} N_0; T = \frac{\ln 2}{\lambda}; \frac{1}{\lambda} = \tau$$

где λ — константа распада;

τ — обратная величина — средняя продолжительность жизни;

t — время;

T — период полураспада — время, в течение которого распадается половина имеющихся в наличии атомов;

$$T = 0,693147 \frac{1}{\lambda} \cong 0,7 \frac{1}{\lambda}.$$

Например, атом радия с атомным весом 226,0 (порядковый номер 88), выбрасывая α -частицу, превращается в атом газа радона с атомным весом 222 (порядковый номер 86), каждую секунду разлагается 1/479617 часть, и через период $T = 3,825$ суток происходит разложение половины всего числа наличных атомов эманации. В течение следующих 3,825 суток разлагается половина оставшегося количества и т. д. Через 38,25 суток количество неразрушившейся эманации радия составляет $(1/2)^{10}$ первоначального, т. е. 1/1024.

Частицы α осаждаются на стенках сосуда или на коже человека, сообщая им временную активность. Для короткоживущих продуктов: RaA — период полураспада равняется 3,05 мин., для RaB — 26,8 мин., RaC — 19,7 мин., RaC'' — 1,32 мин. и т. д. Далее возникает новая серия продуктов распада, составляющая активный налет длинного периода. Например, RaD с периодом полураспада $T = 16$ лет, RaE — $T = 4,85$ дня, RaF (полоний) — $T = 136,5$ дней и, наконец, радиевый свинец (RaG), который не обладает активностью.

При искусственном радиоактивном распаде, обнаруженном Ирен Кюри-Жолио и Ф. Жолио в 1934 г., появляются позитроны, наблюдаемые в природе лишь в виде космических лучей. При воздействии радиоактивных лучей происходит разложение воды и выделение кислорода, сопровождающее все окислительные процессы. Тепловой эффект обусловлен главным образом потерей энергии α -лучей. 1 г урана при полном своем превращении выделяет энергию равную 10^{12} кал.

Классификация радиоактивных вод

Радиоактивные воды образуют две хорошо выраженные группы.

1. Воды, содержащие только одну газообразную эманацию радия — радоновые воды (к которым относится большинство минеральных источников, используемых на курортах).

2. Воды, содержащие в растворе радий и эманацию радия, соответствующую имеющемуся количеству радия, — радиевые или радиеносные.

Особую промежуточную группу составляют воды, содержащие радий плюс соответствующую ему эманацию радия и, кроме того, обнаруживающие избыточное количество эманации радия. К этой группе относятся единичные сильно радиоактивные источники урановых месторождений. К. Гензер считает ее самостоятельной группой и соответственно выделяет три группы.

Эманация радия (радон) имеется почти во всех подземных водах. Мы уже отмечали, что нижним пределом для радиоактивных вод принята величина 3,5 М. Е. (по Грюнхуту) или 10 эманов.

В бальнеологии принято следующее деление радоновых вод (по Нордену):

1) сильно-радиоактивные, более 300 эманов (главным образом для внутреннего употребления);

2) средней радиоактивности, 100—300 эманов (для ванн и внутреннего употребления);

3) слабо-радиоактивные, 35—100 эманов (для эманаториев и для ванн).

На многих курортах с успехом используется для лечения радиоактивная вода с содержанием радона 10—35 эманов, но даже и небольшие количества радона (меньше 10 эманов) оказывают определенное воздействие на организм.

Для радиевых (радиеносных) вод можно предложить следующее деление по степени содержания радия:

1) слабые радиевые воды, с содержанием $Ra = 10^{-11} - 10^{-10}$ г/л;

2) радиевые воды средней силы, с содержанием $Ra = 10^{-10} - 10^{-9}$ г/л;

3) сильные радиевые воды с содержанием $Ra > 10^{-9}$ г/л.

Радиевые воды содержат обычно изотоп радия — мезоторий I.

Воды с содержанием радия и мезотория в близких по радиоактивности количествах следует называть «радиево-мезоториевыми». Содержание прочих радиоэлементов (уран, торий и его изотопы) в водах весьма незначительно, и в настоящее время еще нельзя дать точных сведений о их распространении в подземных водах.

Методы определения радиоактивности воды и газа

Измерение содержания эманации радия в источнике необходимо производить вскоре после взятия пробы воды и всего лучше

на месте. Приборы для определения содержания эманации радия в воде и газе могут быть подразделены на две группы¹.

В приборах первой группы ионизация измеряется в том же сосуде, куда была налита исследуемая вода, — тип фонтактоскопа Энглера и Зивекинга или фонтактометра Махе и Майера (рис. 45).

Ко второй группе относятся те приборы, в которые вводится только эманация, — приборы типа Шмидта или по его типу конструкции ВИМС и др. (рис. 46).

Эманация радия выгоняется из воды посредством кипячения или встряхивания с воздухом; затем она переводится в «ионизационную камеру», снабженную изолированным от стенок электродом — «рассеивателем», соединенным с электрометром. Воздух

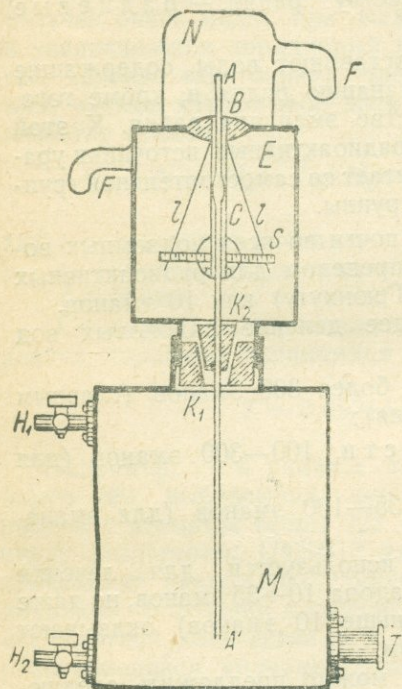


Рис. 45 Фонтактометр Махе и Майера.

М—цинковый жбан; *Е*—электрометр с алюминиевыми листочками *l-l* и зеркальным отсчетом на шкале *S*; *T*—тубус; *H₁*—*H₂*—краны; *K₁*—шейка жбана; *K₂*—коническая втулка; *A-A'*—металлический стержень (рассеиватель); *С*—стойка; *В*—янтарь; *N*—предохранительная крышка; *F-F₁*—осушители с хлористым кальцием.

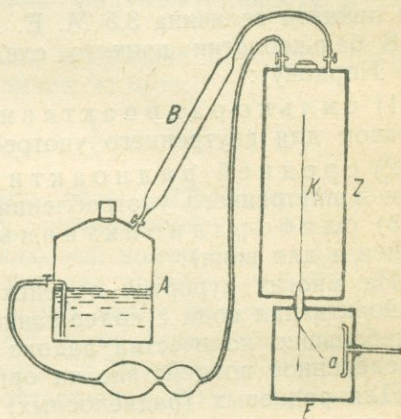


Рис. 46. Прибор Шмидта.

Е—электрометр; *Z*—ионизационная камера; *A*—жбан; *В*—сушильные трубки; *K*—электрод; *a*—листок.

в ионизационной камере ионизируется под действием α -лучей распадающейся эманации, а интенсивность ионизации измеряется по скорости потери заряда «рассеивателя», отсчитываемой по электрометру пропорционально количеству эманации, и может служить для ее измерения. Вода набирается из источника в две стеклянные двухлитровые банки; из банок эманация радия перево-

¹ В настоящее время все приборы рекомендуется эталонизировать с нормальным раствором радия. Методы радиометрических определений подробно излагаются в специальных инструкциях и статьях [22,98].

дится циркуляционным способом. Набор воды в банки в источниках, где не наблюдается выделения свободного газа, производится с помощью засасывания через резиновую трубку, надетую на нижний тубус банки. Воздух из банок предварительно откачивается насосом. В источниках с заметным выделением газа вода набирается сначала во вспомогательную банку, откуда уже засасывается в те банки, которые служат для выделения и распределения эманации радия. Это делается во избежание получения неправильных результатов измерений, так как вода и газ обладают различными активностями. Содержание эманации в газе определяется с помощью фонтакметров, снабженных двунитным электрометром Вульфа. Набор газа производится при помощи стеклянной воронки диаметром 25—30 см, которая устанавливается в том месте, где выделяются пузырьки газа. На конец ее надевается короткая резиновая трубка, снабженная зажимом. Для набора пробы газа воронка сначала погружается при открытом зажиме, при этом вся воронка должна быть заполнена водой. Затем зажим закрывается, и пузырьки газа постепенно вытесняют воду из воронки. Когда газом наполнится примерно $\frac{3}{4}$ воронки, надетая на нее резиновая трубка соединяется с нижним тубусом фонтакметра. Воздух из последнего должен быть откачан до определенного давления, измеряемого манометром. Присоединение совершается при помощи очень короткой и узкой трубки. Путем открытия зажимов газ затягивается из воронки в фонтакметр. Полученное после этого давление в фонтакметре должно быть опять измерено манометром. Зная объем фонтакметра и температуру воздуха, можно вычислить и объем воздуха, оставшегося в фонтакметре после откачивания. Объем этот путем перечисления приводится к давлению 760 мм при температуре равной 0°; по вторым показателям тоже определяется объем воздуха и газа и по разности получается объем набранного газа. Обычно набирается от 0,5 до 2 л в зависимости от активности газа.

Измерения активности газа производятся двунитным электрометром системы Вульфа.

Камеры, снабженные электрометрами с листочками, дают значительно меньшую точность; правда, последняя скорее зависит от качества янтаря и наличия охранных колец. Опыт показал, что точность определения в фонтакметрах с двунитным электрометром (а для камер с охранными кольцами—с однонитным электрометром) равна $\pm 0,1$ М. Е. Для камер, снабженных электрометром Шмидта, — $\pm 0,5$ М. Е. Измерения для контроля должны производиться два раза различными приборами, а затем берется среднее из полученных результатов.

Е. С. Щепотьева [98] разработала новый тип компенсационной установки для измерения ионизационных токов, позволяющих быстро и точно производить измерение даже для слабо радиоактивных природных объектов: для Rn $1 \cdot 10^{-12}$ — $3 \cdot 10^{-12}$ *кюри*л, для Th $1 \cdot 10^{-5}$ *г/г* породы; измерения по α -лучам точность $3 \cdot 10^{-5}$ U_3O_8 .

В случае равновесия концентрации Rn в воде и газе распределение его определяется законом растворимости:

$$\frac{E_w}{E_e} = \alpha \frac{V_w}{V_e} \text{ или } \frac{c_1}{c_2} = \alpha,$$

где E_w — содержание Rn в воде;
 E_e — содержание Rn в воздухе;
 V_w — объем воды;
 V_e — объем воздуха;
 α — коэффициент растворимости;
 c_1 — концентрация Rn в воде;
 c_2 — концентрация Rn в воздухе.

Величина коэффициента α изменяется с температурой, уменьшается с увеличением солености воды и зависит от состава воды и газа.

Зависимость коэффициента α от температуры для чистой воды следующая:

$\alpha^\circ\text{C}$	α	$t^\circ\text{C}$	α
0	0,51	50	0,14
5	0,48	60	0,12
10	0,35	70	0,12
20	0,25	80	0,11
30	0,20	90	0,11
40	0,16	100	0,10

Содержание растворенного в воде радия определяется по количеству эманации радия, им образуемого. 1 эман = $1 \cdot 10^{-10}$ кюри/л соответствует $1 \cdot 10^{-10}$ г радиоактивных элементов в воде на 1 л.

Если мы имеем раствор соли радия, из которого кипячением или продуванием воздуха удалена эманация, то последняя с течением времени вновь накапливается в растворе.

Для вод, содержащих в растворе очень малое количество Ra, применяют также метод концентрации Ra путем высаживания вместе с BaSO_4 из большого объема воды. Сульфат бария затем переводится в хлорид, и содержание Ra определяется обычным путем в растворе BaCl_2 в маленькой промывалке.

Продукты тория измеряются также по эманации, образуемой изотопом Ra торием X. Ввиду малой продолжительности жизни эманации тория (торона) — период полураспада $T = 54,5$ сек. — измерение производится в непрерывном токе воздуха, увлекающем Tn из исследуемого раствора в ионизационную камеру электрометра.

Измерения производятся сравнением с эталонным раствором Th, и результаты выражаются в весовых единицах последнего.

При изучении радиоактивных источников следует иметь в виду то обстоятельство, что одна величина концентрации эманации радия в воде еще недостаточна для бальнеологической оценки воды. необходимо знать дебит воды и газа, чтобы определить, какое ко-

личество эманации радия выделяется в тот или иной промежуток времени [51]. В ряде случаев слабо радиоактивный источник, обладающий огромным дебитом, как это имеет место в Цхалтубо), представляет высокую ценность как природный эманаторий с общим большим количеством эманации. То же положение необходимо учитывать при оценке радиевых вод.

Суточное или часовое количество выносимой источником эманации радия называют общей радиоактивностью. Так как процесс накопления эманации одновременно сопровождается процессом ее распада, для более правильной оценки А. Броше предложил определять величину радиоактивной мощности источника. Под этим термином понимается масса радия (в мг), способная дать в то же самое время такое же количество эманации, как рассматриваемый радиоактивный источник. Между общей часовой радиоактивностью и радиоактивной мощностью существует следующее соотношение.

1 мг радия выделяет в 1 час 7500 миллимикрорюри ($m\mu c$) эманации; если источник имеет дебит Q л/час, а радиоактивность воды равна R $m\mu c/l$, то часовая радиоактивность источника будет равна $H = Q \cdot R m\mu c$. Ей эквивалентна масса радия, равная $M_{Ra} = \frac{H}{7500} = \frac{QR}{7500}$ мг радия. Величина M_{Ra} является радиоактивной мощностью источника. Из этой величины и следует исходить при оценке ресурсов радиоактивных вод.

Геологические условия формирования радиоактивных вод

Радиоактивные элементы очень широко распространены в природе в крайне рассеянном состоянии. О распространении радиоэлементов в горных породах можно судить по табл. 26.

Таблица 26
Содержание радиоактивных элементов в горных породах
(в г на 1 г породы)

Тип пород	Радий Ra	Уран U	Торий Th
Изверженные горные породы:			
кислые	$3,01 \cdot 10^{-12}$	$9,1 \cdot 10^{-6}$	$2,05 \cdot 10^{-5}$
средние	$2,57 \cdot 10^{-12}$	$6,2 \cdot 10^{-6}$	$1,64 \cdot 10^{-5}$
основные	$1,28 \cdot 10^{-12}$	$3,2 \cdot 10^{-6}$	$0,56 \cdot 10^{-5}$
Осадочные породы:			
песчаники	$1,5 \cdot 10^{-12}$	$4,2 \cdot 10^{-9}$	$0,6 \cdot 10^{-5}$
глины	$1,3 \cdot 10^{-12}$	$4,5 \cdot 10^{-6}$	$1,3 \cdot 10^{-5}$
известняки	$0,5 \cdot 10^{-12}$	$2,7 \cdot 10^{-6}$	$0,04 \cdot 10^{-5}$

Повышенная радиоактивность участков с различным геологическим строением может объясняться наличием первичных или вторичных радиоактивных минералов.

Для участков с первичными минералами необходимо установить, зависит ли повышенная радиоактивность а) от наличия гидротермальных месторождений с радиоактивными минералами, б) от наличия пегматитов, содержащих радиоактивные минералы или минералы с редкоземельными элементами — ураном и торием, в) от развития кислых изверженных пород, содержащих акцессорные минералы с небольшим количеством урана и тория (например ортит), г) от наличия урана и тория в сильно рассеянном состоянии (индивидуализированных радиоактивных минералов не наблюдается).

Участки с вторичными минералами модифицируются следующим образом: а) месторождения вторичных урановых минералов, связанных с процессами разложения первичных урановых минералов в верхних частях месторождения; б) скопления вторичных урановых минералов в осадочных породах; в) районы с наличием нефтяных вод с растворенными солями радия.

Во всех случаях скопления радиоэлементов большую роль играли процессы миграции подземных вод; что же касается вторичных минералов урано-ванадиевой группы в осадочных породах, то здесь достаточно отчетливо вырисовывается связь этих месторождений с осадочными битуминозными породами и нефтяными водами.

Участки формирования радиоактивных вод расположены в зонах различной складчатости, как альпийской, так и верхнепалеозойской, но обязательным является наличие кислых интрузивных пород (гранитных массивов), содержащих рассеянные радиоактивные элементы. Поэтому радиоактивные воды обычно можно встретить в районах, где предполагается существование таких массивов или отложений, заключающих продукты их разрушения; в последних имеет место вторичное обогащение радиоэлементами. Большое значение для аккумуляции радия имеют биогенные процессы и время соприкосновения с активными породами; не случайно радиеносные воды (с солями радия) приурочены к районам нефтяных месторождений.

Родоначальник радиоактивного ряда — уран — относится к группе редких и рассеянных элементов, его количество в земной коре (до 16 км глубиной) измеряется величинами порядка 10^{14} — 10^{15} т.

Миграция урана в поверхностной зоне может происходить вследствие растворения минералов и горных пород агрессивными природными водами, но практически в природе ее наблюдать очень затруднительно.

Радий переходит в раствор не только при растворении урансодержащих минералов, но и благодаря его способности выщелачиваться, т. е. радий выщелачивается и мигрирует в большей мере, чем уран.

В природе существует определенная направленность процесса — обеднение радием (по отношению к урану) твердой фазы (пород и минералов) и обогащение радием жидкой фазы (природных подземных вод). Это доказывается присутствием радия в поверхностных и подземных водах.

Радий обычно не входит в кристаллическую решетку урансодержащих минералов и находится в капиллярах. Уран же входит в кристаллическую решетку, и этим объясняется различное поведение урана и радия.

Впервые условия образования радоновых вод были математически выражены в 1910 г. Махе, который предложил следующую формулу:

$$S = a \frac{F}{V\lambda} (1 - e^{-\lambda t}),$$

где a — количество Rn, выделяющееся с единицы поверхности в единицу времени;

F — поверхность цилиндра;

V — объем цилиндра;

λ — константа распада радона;

t — время протекания воды;

S — содержание радона в воде при ее выходе;

e — основание натуральных логарифмов.

Дальнейшее развитие представлений о поступлении эманации радия в воду и о потерях ее при циркуляции воды в неактивных породах (рис. 47) принадлежит А. Н. Огильви [49].

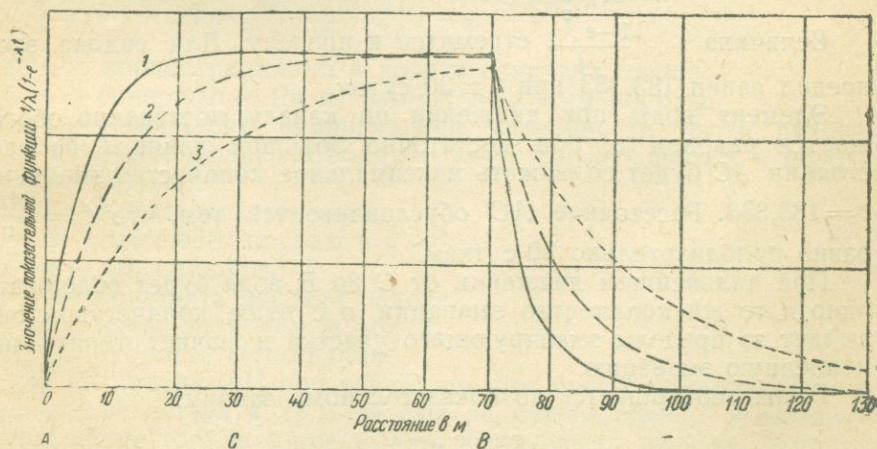


Рис. 47. График изменения радиоактивности воды в зависимости от скорости движения по радиоактивной породе (по А. Н. Огильви)

Допустим, что вода движется со скоростью v в единицу времени по трубе, наполненной породой, причем участок трубы от A до B , длиной l , содержит породу, выделяющую равномерно эманацию радия.

Рассмотрим, как будет изменяться количество эманации радия в определенном объеме воды при движении по трубе от A до B и дальше.

Приращение количества эманации, начиная от A , определится уравнением:

$$\frac{dS}{dt} = c \cdot \lambda S,$$

где S — количество эманации в данном объеме воды;

t — время;

λ — константа распада;

c — постоянная величина.

После интегрирования получим уравнение:

$$S = \frac{c}{\lambda} (1 - e^{-\lambda t})$$

$$c = aE,$$

где a — длина пути, E — количество Rn, выделяемое на 1 см^2 канала в активной породе в 1 сек.

Подставляя вместо t дробь $\frac{x}{v}$, в которой v — скорость, а x — расстояние от начала эманацирующего участка, получим:

$$S = \frac{aE}{\lambda} \left(1 - e^{-\lambda \frac{x}{v}}\right).$$

Величина $\frac{1 - e^{-\lambda \frac{x}{v}}}{\lambda}$ стремится к пределу. Для радона этот предел равен 133,333 при $t \cong 30$ суток.

Элемент воды при движении по каналу постепенно обогащается радоном и, при достаточно большой длине l на расстоянии AC будет содержать максимальное количество эманации $c = 133,333$. Расстояние AC обуславливается тем, что $t = \frac{AC}{v}$ равно приблизительно 30 суткам.

При дальнейшем движении от C до B вода будет содержать одно и то же количество эманации и с этим количеством она выйдет за пределы эманацирующего участка и начнет терять накопленную эманацию.

Распад совершается по показательному закону:

$$S = S_B e^{-\lambda t},$$

где S_B — количество эманации в данном объеме в пункте B при выходе из эманацирующего участка.

Подставляя вместо t различные значения отношения $\frac{x}{v}$, в котором x — расстояние от B , а v — скорость, получим количество эманации в различных пунктах канала. При x , равном

такому же расстоянию, как $\frac{x}{v}$ (30 суткам), эманация распадается совершенно.

На графике (рис. 47) показано изменение при скорости движения воды, равной 1 и 2 м/сутки. Во втором случае кривая располагается ниже первой кривой и, достигнув того же максимума (при достаточной длине l), слившись с первой кривой, пойдет параллельно оси абсцисс до конца эманацирующего участка. Далее она постепенно понижается (выше первой кривой) и спустится к оси абсцисс на большем расстоянии от точки B , чем первая кривая. При малой длине l кривая при определенной скорости может и не дойти до возможного максимума, что показывает третья кривая, вычисленная для скорости $v = 4$ м.

Эти расчеты важны при решении вопроса о рациональном захвате радоновой воды, когда требуется обеспечить наибольший дебит воды.

При каптаже воды, заложенном непосредственно в активной породе, может быть два случая: 1) вода находится в пределах подъема кривой радиоактивности и 2) вода находится на участке максимальной высоты.

При увеличении дебита воды в первом случае произойдет понижение радиоактивности, во втором — понижения не произойдет.

Для наглядного установления количественных соотношений между радоном в воде и в породе И. Е. Старик [81] дает следующую формулу:

$$S = \frac{ak(1-p) \cdot d}{w} \left(1 - e^{-\lambda \frac{s_1}{v}} \right),$$

где S — концентрация Rn в воде в единицах кюри;

a — содержание Ra в граммах на грамм породы;

k — коэффициент эманацирующей способности (доля радона, переходящего в воду от всего образующегося в породе радона);

p — пористость породы;

d — плотность породы в г/см³;

w — влагоемкость;

λ — константа распада радона;

s_1 — путь, проходимый водой;

v — скорость фильтрации.

И. Е. Старик [81] предупреждает, что многие факторы (состав воды, температура и др.) мы еще не можем оценить в должной мере; кроме того, в формуле пять переменных величин, которые необходимо учитывать: 1) содержание радия в породе, 2) коэффициент эманацирующей способности, т. е. способности отдавать в воду эманацию радия, 3) скорость фильтрации, 4) пористость и 5) влагоемкость.

Коэффициент эманацирующей способности пород отличается для различных минералов и пород и сильно колеблется в зависимости от степени сохранности образца.

Эманирующая способность варьирует от 0,01 до 100%, т. е. в 10 000 раз, в то время как содержание радия в породах колеблется не более чем в 100 раз.

Чтобы подсчитать максимальное содержание радона в воде, связанной своим происхождением с изверженными горными породами, возьмем среднее содержание Ra в 1 г породы равным $2,5 \cdot 10^{-12}$ г; коэффициент пористости $p = 0,20$; плотность породы равной 2,0; коэффициент эманирующей способности равным 0,4. При этих предположениях получим:

$$\frac{2,5 \cdot 10^{-12} \cdot 2 \cdot 0,4}{0,2} \cdot 10^3 = 100 \text{ эманов} = 27,5 \text{ М. Е.}$$

Отсюда можно сделать вывод, что вода, пропитывающая изверженные породы, может приобретать радиоактивность в несколько десятков единиц Махе даже без наличия в породах значительно повышенного содержания радиоэлементов.

Больших значений достигает радиоактивность рудничных вод некоторых месторождений. Действительно, вставив в приведенную выше формулу содержание Ra, соответствующее 0,1% урана в породе ($3,4 \cdot 10^{-10}$ г/г породы), получим воду с радиоактивностью в несколько тысяч единиц Махе.

Отложение на стенках водовыводящих путей (трещин, каверн и т. д.) вторичных соединений радия (например, нерастворимой соли $RaSO_4$) может создавать, как это доказано в последнее время для ряда источников, эманирующие коллектора, обуславливающие накопление в водах эманации радия в количествах до тысяч единиц Махе на 1 л воды.

Именно такие условия привели к образованию наиболее радиоактивных в мире вод Обершлема с содержанием Rn до 13 500 М. Е., источников Брамбах с содержанием до 2 000 М. Е. и одних из наиболее радиоактивных в СССР — Джеты-огузских источников, с содержанием Rn 340 М. Е.

Можно предполагать, что этот процесс существует в природе в значительно больших масштабах, чем это известно в настоящее время.

Значительное накопление Ra отмечено в отложениях и осадках радиоактивных источников, что подтверждается многочисленными определениями.

Химический состав и типы месторождений радиоактивных вод

Радоновые воды районов развития гранитных интрузий и месторождений редких элементов (включая урано-радиевые) характеризуются разнообразным химическим составом. Однако они обладают одной общей отличительной чертой, свидетельствующей об их происхождении в верхней окислительной зоне (активной циркуляции) — преобладание гидрокарбонатов, а иногда повышенное содержание сульфатов. Другая черта — их

относительно невысокая минерализация, доходящая до величин, свойственных пресным водам. Воды, заключающие в себе радий и, кроме того, значительное количество эманации радия, часто обладают сложным химическим составом, в котором находят себе равное место все шесть главных компонентов: хлор, сульфат, гидрокарбонат, натрий, кальций, магний. По газовому составу это азотные воды (с азотом воздушного происхождения), переходящие в практически безгазовые воды (типа грунтовых вод), или, в районах молодой вулканической деятельности и неинтрузий, — углекислые (с углекислотой метаморфического происхождения).

Радиевые воды районов нефтяных месторождений представляют весьма характерный тип высокоминерализованных хлоридно-натриево-кальциевых вод, свойственный мало промытым областям закрытых структур. Это или метановые (с наличием тяжелых углеводородов) бессульфатные хлоридно-натриевые воды или хлоридно-натриево-кальциевые воды, несущие черты метаморфизованной погребенной морской воды с присущим ей талассогенным комплексом (Br, J, Ba, Sr). Но радием могут быть обогащены и воды другого состава, в том числе сульфатные. В некоторых месторождениях газовый состав становится смешанным — азотно-метановым и даже углекисло-азотно-метановым.

При выделении различных типов радиоактивных вод прежде всего необходимо определить вид воды — является ли она радоновой (с газообразной эманацией радия) или радиевой (с солями радия) и каково соотношение радиоэлементов в водах.

И. Е. Старик [81] предлагает разбить радоновые воды по происхождению на три группы.

1. Воды, обогащенные радоном, благодаря наличию очень высокой концентрации радия в породе или в самой воде. Эти воды встречаются только в радиоактивных месторождениях.

2. Воды, обогащенные радоном при относительно нормальном содержании радия, вследствие очень высокого коэффициента эманацирующей способности (в тектонически нарушенных зонах).

3. Воды, обогащенные радоном при несколько повышенном содержании радия в породе порядка 10^{-11} г/г породы с относительно хорошей эманацирующей способностью и при наличии благоприятных гидрогеологических условий (скорость, температура, влагоемкость). Эта группа связана главным образом с вторичными радиевыми образованиями.

Гидрогеологические условия, несомненно, имеют большое значение для всех групп вод. Поэтому классификацию месторождений радиоактивных вод следует строить на основе гидрогеологических признаков.

Радоновые воды по своим гидрогеологическим условиям подразделяются на следующие типы:

а) небольшие линзообразные динамические залежи в грунтовых водах коры выветривания гранитных массивов и на участках трещин, обогащенных вторичными урано-радиевыми минералами;

б) динамические штокообразные тела в газовых напорных водах деформированных зон гранитных массивов или в контактирующих породах, выклинивающиеся с глубиной;

в) линзообразные залежи неправильной формы в грунтовых потоках с большим участием дериватных вод, приуроченных к местам вторичного скопления радиоэлементов в делювиальных, аллювиальных отложениях и травертинах.

Радиевые воды представляют собой или жильные воды первичных месторождений урано-радиевых руд, локализованные в зонах оруденения и одновременно являющиеся радоновыми, или погребенные древние метаморфизованные воды морского типа на участках нефтяных структур (при условии, если подстилающая или контактирующая толща включает массивы интрузивных пород с наличием радиоактивных элементов).

В последнее время В. В. Ивановым разработана классификация радоновых вод СССР, которая выделяет две основные группы вод, в зависимости от того, формируются ли воды в породах с нормальным или повышенным содержанием радиоэлементов. Эта классификация (табл. 27), хотя и не касается гидрогеологических особенностей, представляет интерес, поскольку главное внимание с бальнеологической точки зрения привлекают именно радоновые воды.

Описание наиболее типичных месторождений радиоактивных вод

В качестве примеров месторождений радиоактивных вод, приуроченных к зонам деформации гранитных массивов непосредственно на участке месторождений урано-радиевых руд, мы рассмотрим Рудные горы (Богемский массив). Здесь расположено знаменитое Иоахимстальское месторождение, из урановых руд которого М. Кюри в 1898 г. добыла первый радий.

Иоахимсталь

Иоахимстальское месторождение (по-чешски: Яхимов) находится в Рудных горах, в 16 км к северу от одного из старинных и наиболее популярных курортов — Карлсбада. На территории Саксонии, на северном склоне Рудных гор, в 35 км от Иоахимсталя расположены высокорadioактивные воды Обершлема, а к западу, в 50 км, в Эльстергигибрге — высокорadioактивные воды Брамбаха.

Богемский массив входит в зону варисцид Западной Европы, находящихся в сфере влияния альпийских деформаций. Рудные горы принадлежат к внешнему горному поясу этого массива и характеризуются сравнительно пологим падением древнего кристаллического цоколя к северу, в сторону Саксонии, и крутым — в сторону Чехословакии.

К югу располагается большое понижение северной части Богемского массива, ограниченное с севера зоной разломов, кото-

Основные типы радиоактивных радоновых вод СССР
(по В. В. Иванову, 1944 г.)

Основные группы вод	Активность вод	Типы вод и их отличительные особенности	Условия формирования вод	Распространенность
1. Воды, формирующиеся в породах с нормальным содержанием радиоэлементов	Единицы и десятки единиц Махе	1. Воды коры выветривания (Уральский тип) Холодные слабоминерализованные воды	В поверхностных разрушениях и трещиноватых зонах кислых кристаллических пород	Весьма большая
		2. Воды глубоких тектонических трещин а) термальные—слабо минерализованные б) Углекислые—холодные или теплые	В глубоких тектонических нарушенных зонах кислых интрузивов	Значительная
			В областях развития неинтрузий	Значительная
		3. Воды осадочных отложений	В породах, обогащенных продуктами разрушения кислых магматических пород	Весьма малая
2. Воды, формирующиеся в породах с повышенной концентрацией радиоэлементов	Сотни и тысячи единиц Махе	1. Воды травертиновых отложений	В известковых отложениях углекислых источников	Малая
		2. Воды радиоактивных трещин эманулирующих коллекторов	В трещинах с вторичными отложениями радия	Малая
		3. Воды месторождений урано-радиевых руд	В гидротермальных и осадочных урано-радиевых месторождениях	Малая

рое начало формироваться еще в верхнем карбоне; позднее в нем отложились меловые и третичные осадки, а в верхнетретичное время здесь проявилась вулканическая деятельность.

Древние докембрийские отложения представлены сильно метаморфизованными гнейсами и гнейсово-сланцевыми сланцами и выше филлитами и кварцевыми сланцами. Нередко встречаются прослои известняка. Серия эта прервана кислыми гранитами и основными оливиновыми амфиболитами и габброидами. Кверху замечается постепенный переход в глинистые сланцы и кварциты кембрия и силура.

Девонские черные глинистые и узловатые сланцы и выше туфы и граувакки развиты севернее, в Тюрингии и Франкенвальде. Каменноугольные отложения представлены темными углистыми кровельными сланцами, известняками с фауной; верхние горизонты повсюду песчано-конгломератовые. Угольные пласты заключены в песчано-сланцевых отложениях верхнего карбона. Выше залегает красноцветная толща перми.

В Иоахимстале рудные жилы залегают в контактовой зоне Эйбенштокского гранитного массива, прорывающего кембрийские глинистые сланцы, измененные в слюдяные сланцы и филлиты, с прослоями известняков. Эти породы, как и пересекающие их жилы кварцевого порфира, секутся рудными жилами; последние в свою очередь пересекаются жилами базальта и базальтового туфа.

Главными жильными минералами являются: доломит, кальцит, кварц и роговики. Очень часто в жилах встречается флюорит. Рудные жилы содержат кобальт-никель-вольфрамовые руды. Базальтовые жилы богаче серебряными рудами. Широко распространены мышьяковые руды (арсенопирит и другие сульфиды). Всего в месторождении обнаружено 40 элементов.

До глубины около 100 м встречаются следы урана и только ниже появляются богатые урановые руды. В настоящее время работы по добыче настурана ведутся на глубине около 700 м. Текстура жил симметричная—середина сложена доломитом, по краям в неправильных корках и прожилках залегает настуран, иногда отделяющийся от сланцев тонким прожилком кварца, иногда прямо инъецирующий сланцы.

По подсчетам Петрашека, месторождение имеет общий запас радия 130 г.

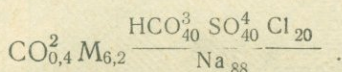
Радиоактивность вод Иоахимстальского месторождения изучена детально Ф. Бехунком [53] в 1924—1925 и в 1927 гг. Вышеуказанный исследователь разделил воды месторождения на три группы. В первую группу он включил воды, текущие по кристаллическим сланцам и не приходящие в соприкосновение с урановыми рудами; их радиоактивность зависит от поглощения эманации из воздуха в штольнях. Вторые непосредственно соприкасаются с урановыми рудами и имеют ограниченное распространение при очень малом дебите. Между прочим, к ним принадлежит высокорадиоактивный источник в Дациелевой штольне с содержанием радона

5080 М. Е. (18 491 эманов). Содержание радия в воде достигает $1,48 \cdot 10^{-9}$ г/л. Третья группа представлена напорными термальными водами, приуроченными к разломам в граните. К последней группе относится иоакхимстальская терма с температурой 27°C на глубине 530 м, с содержанием эманации радия от 280 до 450 М. Е. (1638 эманов). Газовый состав термы: азот 93,52% и углекислота 6,48%. Радона в газе 4260 эм/л.

Таким образом исследования показали, что радиоактивность вод обуславливается главным образом активированием их эманации из массивных пород и что влияние урановых руд чисто локальное, а колебания радиоактивности зависят от подмешивания слабо активной воды. Характерно, что глубокие восходящие термальные воды Карлсбада, расположенные к югу от месторождения и имеющие температуру до 70°C, обладают слабой радиоактивностью (всего 2,5 М. Е.). Некоторые скважины дают воду с содержанием радона в несколько десятков единиц Махе.

В химическом отношении воды характеризуются сложным составом — углекислые, гидрокарбонатно-сульфатно-хлоридные, натриевые.

Формула химического состава вод Карлсбада:



Обершлема

Среди кембро-альгонских отложений поперечной мульды, между Пихтовыми и Рудными горами заключен большой гранитный массив Нейдек-Эйбеншток с северным продолжением — гранитным массивом Кирхберга. Непосредственно у последнего и появляются исключительно высоко радиоактивные воды Обершлема. Граниты Эйбенштока двуслюдяные, богаты литиевой слюдой и турмалином и содержат наряду с ортоклазом много альбита. Они отличаются тонкозернистыми аплитовыми шширами, подчеркивающими их пластообразный характер.

На юге Эйбенштокский гранит примыкает к несколько более древнему биотитовому граниту Карлсбада.

Геологические условия в районе Обершлема (Шнееберг) характеризуются наличием рудных жил, секущих кембрийские сланцы и более древние кварцевые филлиты, а также граниты Эйбенштокского массива (Кирхберг).

Более древняя группа относится к колчеданной формации (сфалерит, пирит, молибденит и др.); весьма обильно представлен мышьяковый колчедан.

В жилах барита отмечается серебро. Кроме того, встречается кобальт, висмuto-кобальтовый колчедан, красный и белый никелевый колчедан, самородный висмут, благородные серебряные руды, арсенопирит, урановая смоляная руда (настуран).

По данным К. Гензера [107], обершлемский источник Гинденбурга обладает активностью 13 500 М. Е., источник Бисмарка — 3000 М. Е.

В Обершлеме зона радиоактивных вод приурочена к так называемой штольне Маркса Земмлера. От штольни в пределах радиоактивной зоны в стороны отходят штреки, а в последних заложены

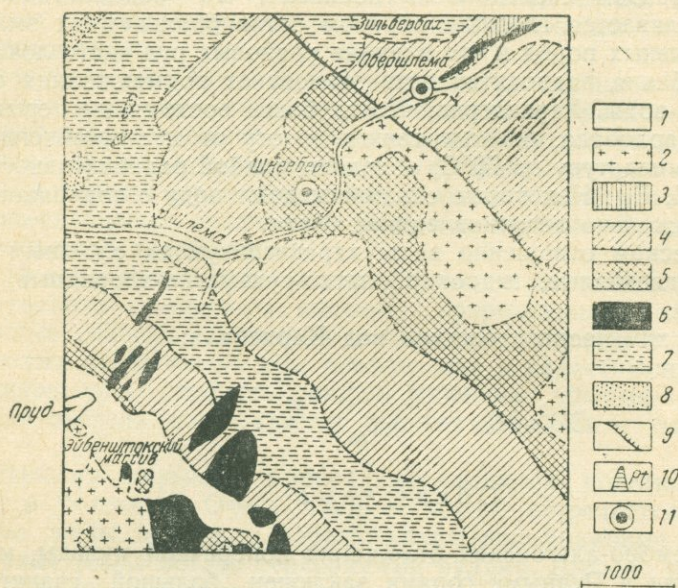


Схема строения района Шнеберг - Обершлема по Дальмеру

ЮЗ

СВ

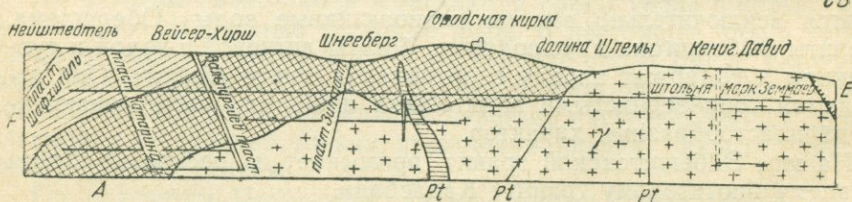


Рис. 48. Схематическая геологическая карта района радоновых вод Обершлема (схема строения по Дальмеру).

1—четвертичные отложения; 2—граниты; 3—филлитовые сланцы; 4—внешняя контактовая зона «фруктовых» сланцев; 5—внутренняя контактовая зона (андалузитово-сланцевая порода); 6—авгитово-роговообманковые сланцы; 7—филлиты; 8—кварцитовые сланцы; 9—сброс Красного гребня; 10—порфириновые жилы; 11—участки радоновых вод.

колодцы и скважины, откуда получается радиоактивная вода (рис. 48).

Горные породы в высокоактивном участке штольни представлены «фруктовым» пятнисто-глинистым сланцем (Fruchtschiefer). Они принадлежат к внешней контактовой зоне участка гранитного

массива, опустившегося по так называемому «красному гребнево-му сбросу» на 400 м. Вдоль сброса создалась нарушенная зона, состоящая из сложной сети трещин. В этих боковых рудных трещинах и появляются радиоактивные воды; их происхождение связано с наличием урановой смоляной руды в кобальт-никель-висмутовых рудных жилах.

По рудным трещинам циркулирует вода, которая вскрывается шурфами. Эти трещины, по К. Гензеру, являются не только носителями руды, но и природными эманаториями. Гинденбургский источник открыт в 1930 г. в рыхлых глинистых отложениях, vyplняющих трещину. Анализ этой породы показал содержание U_3O_8 — 5,8%, содержание Ra оказалось высоким — $2,83 \cdot 10^{-8}$ г/г породы, т. е. отношение урана — радия = $1 : 3 \cdot 3 \cdot 10^{-7}$. Это свидетельствует о вторичном обогащении радия в трещине.

По К. Гензеру, неглубокие воды вымывают и выносят с собой диспергированные частицы настурана, далее при замедленном движении в трещинах эти частицы снова отлагаются в смеси с другими веществами на стенках более поверхностных трещин.

Этому благоприятствует то обстоятельство, что в результате окисления сульфидных минералов кобальт-никелеворудной формаций рудничные воды по типу являются сульфатными. Серная кислота извлекает из глинистой массы уран и образует мало растворимый сульфат радия, который сохраняется в глине. Происходит как бы химическое обогащение стенок трещин радием.

Наиболее высокоактивные воды получаются в случае, если все эманационное количество распределяется в сравнительно небольшом объеме воды. Действительно, все наиболее высокоактивные источники и колодцы Обершлема дают малый приток воды.

Таким образом, воды Обершлема представляют собой типичные трещинные грунтовые воды, сравнительно неглубокой циркуляции.

Проведенные в 1932—1933 гг. работы дали новые количества радонсвой воды со средней активностью около 500 М. Е. при дебите около 86 400 л/сутки. Отдельные струйки имели радиоактивность до 2300 М. Е. Общая минерализация вод не велика, значительно меньше 1 г/л, т. е. воды являются пресными, но с наличием радиоактивности и ряда микроэлементов, характерных для кобальт-никель-висмутовой рудной формации, обнаруженных спектральным анализом.

Брамбах

Брамбах расположен в верхьях р. Флиссен (приток р. Эгера). Здесь, в отличие от Обершлема, появляются естественным путем довольно многочисленные, несколько более высоко минерализованные углекисло-железистые гидрокарбонатно-хлоридно-натриево-кальциевые источники. Наибольшую активность имеет Веттинский источник — 2000 М. Е. Обычно же встречаются воды, имеющие несколько сот единиц Махе (например, Гренцбруннен — 446 М. Е., источник Визен — 170—180 М. Е.).

Район Брамбах расположен в северо-восточной части хорошо известного по работам Г. Клоуса гранитного купола Пихтовых гор, к югу от гнейсового Мюнхенбергского массива, который ранее (по А. Вурму) принимался как участок огромного покрова, надвинутого с юга. Гранит более молодой, чем окружающие филлиты, вероятно верхнекарбонный (рис. 49).

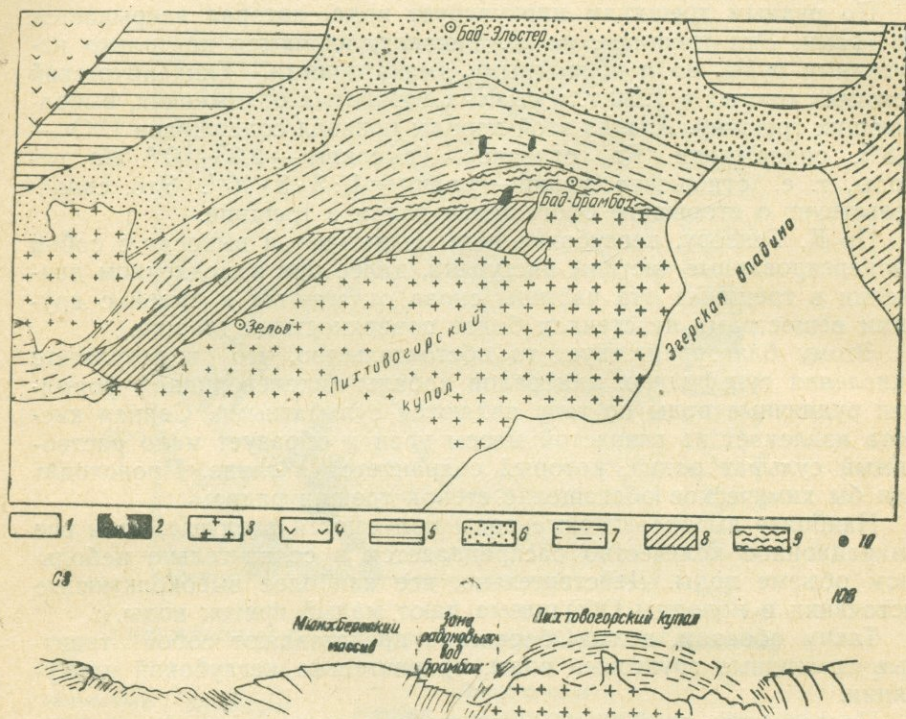


Рис. 49. Схематическая геологическая карта района радоновых вод Брамбах в Германии (схема строения по Клоусу и Шольцу).

1—молодые отложения (Q+Tr); 2—базальты (Tr); 3—граниты; 4—палеозойские образования; 5—филлитовые глинистые сланцы; 6—филлиты; 7—сланцы; 8—ортогнейсы; 9—парагнейсы; 10—минеральные источники.

Гранитный массив несколько вытянут с северо-востока к юго-западу. Он представлен среднезернистым двуслюдяным гранитом, магма которого была богата летучими компонентами (рудный пневматолит, оловянная руда и т. д.). На севере имеются отдельные внедрения в филлиты. В жильных фациях известны аплиты, керсантиты и порфириды. Гранит контактирует с гнейсами, которые прорваны интрузиями базальтов. Здесь хорошо выражены две системы трещин: широтная, по которой проложила свой путь Ротенбахская долина (р. Флиссен), и меридиональная, по которой происходит подтекание вод с юга. Намечаются две высоко-

активные зоны в местах контакта гранита и гнейса. Широкая зона характеризуется появлением углекислых вод, в то время как по меридиональному контакту выдвинувшегося к северу языка гранита источники содержат мало углекислоты. Эманация радия возникает в трещинах гранита, в котором радиоактивные элементы находятся в рассеянном состоянии с содержанием радия порядка 10^{-12} г/г породы. В Брамбахе были найдены вторичные, ближе не определенные радиоактивные минералы на стенках трещин гранитов (грязно-зелено-коричневого цвета).

К. Гензер придает известное значение и роли сернокислой закиси железа и других минералов сульфатного характера, возникающих в основании торфяного слоя Эгерских болот, приуроченных к впадине третичных отложений. Он допускает, что углекислая вода, растворяя минералы, выделяет из гранита радий, который под влиянием неглубоких сульфатных вод снова частично осаждается на стенках трещин. Очагом, дающим углекислоту, по его мнению, является базальтовый вулкан Оберрейт, по мере удаления от которого содержание CO_2 падает: в Гренцбруннене — 3,04 г/л, у источника Шиллера — 2,7 г/л, а у северо-восточного Веттинского — 2,3 г/л. Радиоактивность газа весьма высокая и достигает 1200 М. Е.

Таким образом, наиболее глубокие бьющие фонтаном горячие воды Карлсбада оказались слабо радиоактивными. Несколько большая радиоактивность обнаруживается в углекислых водах Брамбаха и азотных термах Иоахимсталя и, наконец, максимальная радиоактивность — в холодных грунтовых поверхностных водах в зоне окисления рудного месторождения Обершлема и в рудничных водах Иоахимсталя непосредственно на контакте с урано-радиевыми скоплениями.

Глава IX

МЕТОДИКА ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ РАБОТ НА МИНЕРАЛЬНЫХ ВОДАХ

Общие методические указания к производству работ

Гидрогеологические работы на минеральных водах должны преследовать следующие цели.

1. Выяснение условий формирования и распространения минеральной воды.
2. Определение генетического типа месторождения минеральной воды и оконтуривание месторождения; выбор наиболее благоприятных участков для эксплуатации воды.
3. Подсчет ресурсов минеральной воды.
4. Изучение режима минеральной воды.
5. Составление проекта рационального каптажа и дальнейшее его осуществление.
6. Установление зон горно-санитарной охраны.¹

Только планомерное проведение всех необходимых гидрогеологических работ, начиная от комплексной геологической съемки и кончая устройством рационального каптажа, может обеспечить бесперебойную эксплуатацию минеральной воды.

Всего выделяется пять этапов работ, отражающих различные стадии изучения минеральной воды.

I. Общие геолого-гидрогеологические исследования района.

II. Гидрогеологическое изучение структуры, с которой связаны минеральные воды.

III. Разведочные работы.

IV. Детальные разведочные работы.

V. Каптажные работы.

На каждом этапе ставятся свои задачи и осуществляются различные виды работ (табл. 28). Объем работ зависит от типа месторождения и ценности объекта. Залогом успеха является применение наиболее совершенных методов изучения, весьма тщатель-

¹ Последние два раздела работ рассматриваются в главе X.

**Этапы гидрогеологических исследований на
минеральные воды**

Наименование этапа	Задачи работ	Виды и объем работ
<p>Первый этап</p> <p>Общие геолого-гидрогеологические исследования района</p>	<p>1) Выяснение геологического строения, гидрогеологическая оценка структур</p> <p>2) Гидрогеологическая характеристика стратиграфических и литологических комплексов</p> <p>3) Гидрохимическая характеристика подземных вод района</p>	<p>Комплексная геолого-гидрогеологическая съемка в м. 1:50 000 и 1:100 000</p> <p>Обследование наиболее крупных пресных и всех минеральных источников с определением их дебита, температуры и химического состава</p> <p>Составление комплексных карт и разрезов для района питания и формирования минеральной воды</p>
<p>Второй этап</p> <p>Гидрогеологическое изучение структуры, с которой связаны минеральные воды</p>	<p>1) Детальный геолого-структурный анализ геологической структуры</p> <p>2) Выяснение условий движения и выхода минеральных вод</p> <p>3) Изучение режима главных выходов минеральных вод</p>	<p>Детальная геологическая съемка в м. 1:10 000 с изучением трещиноватости и литологии свит, в которых заключена минеральная вода</p> <p>Производство расчисток, отдельных зондировок и оборудование выходов минеральной воды</p> <p>Организация химической лаборатории</p>
<p>Третий этап</p> <p>Разведочные работы</p>	<p>1) Установление характера и направления водоносных зон</p> <p>2) Выяснение соотношения напорных и грунтовых вод</p> <p>3) Предварительное оконтуривание месторождения минеральной воды</p> <p>4) Ориентировочная оценка ресурсов минеральной воды</p>	<p>Заложение сети неглубоких разведочных скважин с производством гидрогеологических наблюдений и опытных работ (топографическая основа м. 1:1000)</p> <p>Геофизические исследования (газовая съемка, термометрия, электрометрия) в местах имеющих и возможных разгрузок воды</p> <p>Изучение режима минеральных вод и связанных с ними пресных вод, а также рек, озер и т. д. (с учетом метеорологических данных)</p> <p>Стационарные гидрохимические исследования</p>
<p>Четвертый этап</p> <p>Детальные разведочные работы</p>	<p>1) Точная фиксация гидрогеологических условий участка разведочных работ</p> <p>2) Оконтуривание месторождения минеральной воды с выяснением динамики вод, на основе специальных</p>	<p>Колонковое (главным образом крелиусное) или роторное бурение местами глубоких скважин (до 500—600 м) с тщательным гидрогеологическим контролем, производством кароттажа</p> <p>Проведение длительных откачек</p>

Наименование этапа	Задачи работ	Виды и объем работ
	<p>опытных работ, и подсчет ресурсов минеральной воды</p> <p>3) Детальное химическое изучение воды, газа и солевого комплекса пород, полученных при бурении</p>	<p>с анализом интерференций скважин</p> <p>Подробное физико-химическое изучение воды, газа с определением микроэлементов</p> <p>Подсчет ресурсов по категориям А, В, С производится на основе опытных работ и детального анализа режима</p>
<p>Пятый этап</p> <p>Каптажные работы</p>	<p>1) Проведение эксплуатационных скважин специальной конструкции (большой диаметр, закрепление антикоррозийными трубами, для углекислых вод устройство сифоидов), обеспечивающих бесперебойную подачу воды и возможность прочистки</p> <p>2) Устройство оголовка у скважин, эксплуатационного и бюветного резервуара, трубопроводов, системы подачи и, если необходимо, перекачки</p> <p>3) Архитектурное оформление участка. Установление зон санитарной охраны (предварительно зоны могут быть установлены после III этапа)</p> <p>4) Организация нормальной эксплуатации воды и службы контроля за режимом воды</p>	<p>Составление на основе всех ранее проведенных работ проекта каптажного сооружения, предусматривающего подземную и наземную части каптажа</p> <p>Выбор материала для обсадки труб и трубопроводов, не поддающихся разъедающему действию воды</p> <p>Проект устройства контрольных приспособлений, позволяющих вести непрерывную регистрацию жизни источника (естественных и искусственных факторов) с тем, чтобы своевременно сигнализировать о дефектах эксплуатации и качества воды (санитарный и химический контроль)</p> <p>Оборудование самопишущими приборами.</p> <p>Буровые, гидротехнические и архитектурно-строительные работы</p> <p>Составление паспорта каптажного сооружения, таблиц и графиков режима.</p>

ный анализ геологической структуры, охват всей территории питания и формирования минеральной воды, глубокое физико-химическое изучение минеральных вод и газов, образцово поставленные буровые разведочные работы с тщательным гидрогеологическим контролем и, наконец, анализ динамики и режима подземных вод месторождения.

Большую помощь при поисках и изучении минеральных вод оказывают геофизические методы разведки на участках фактиче-

ской и возможной разгрузки минеральной воды: газовая съемка, термометрия, электрометрия. Электрическая разведка дала хорошие результаты при оконтуривании участка распространения минеральных вод в четвертичных отложениях на курорте Большие Соли [88]. В ряде случаев, особенно при изучении минеральных вод районов нефтяных месторождений, необходимо применять микробиологические методы изучения. Что касается радиометрии, то она обязательно должна применяться в районах, где можно предполагать наличие в водах и породах несколько повышенного содержания радиоэлементов [26].

С момента начала работ очень важно организовать физико-химическое изучение подземных вод и наладить стационарное изучение режима.

Регистрация минеральных источников

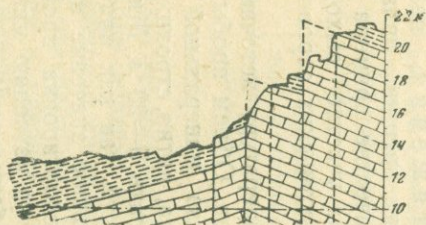
При проведении геолого-гидрогеологического изучения района необходимо руководствоваться инструкциями Комитета по делам геологии по комплексной съемке, соблюдая все требования регистрации выходов подземных вод и других проявлений водоносности. Для минеральных источников имеется специальная инструкция, составленная проф. Н. Н. Славяновым [75]. В качестве образца прилагается регистрационная карточка, которая применялась автором при изучении минеральных вод Кавказа (приложение I). В этой карточке отражены основные требования, предъявляемые к описанию минеральных источников. Каждый источник должен быть описан и обозначен отдельным номером, должно быть тщательно установлено местонахождение, выяснены геоморфологические и геологические условия участка.

При анализе трещиноватости в местах выхода воды необходимо выделять главнейшие генетические типы трещин и деформации, систематизировать результаты замеров в таблицах и графиках, обращая внимание на зоны растяжения, являющиеся более водообильными. Способы изучения трещин излагаются в соответствующих работах [41, 45]. В качестве примера интерпретации обнажения трещиноватых пород на участке выхода минеральных вод приведем обнажение у мацестинских сероводородных источников (рис. 50).

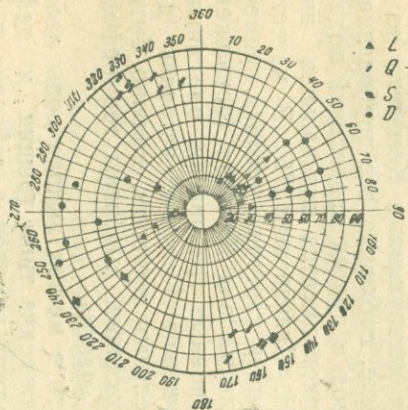
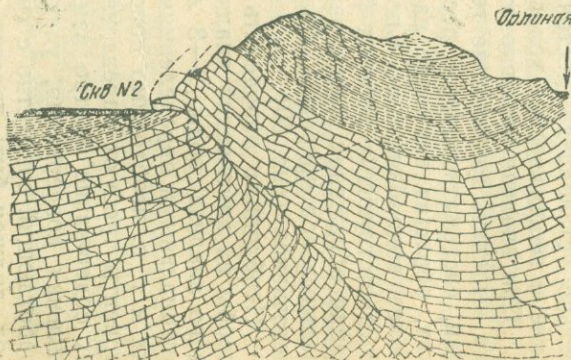
Необходимо определить дебит и температуру источника, взять пробы на химический анализ воды и газа. Объем пробы для полного анализа воды 2—3 л. Для анализа минеральной воды со специальными определениями брома, йода, лития, стронция, мышьяка и т. д. необходимо дополнительно брать 5—20 л. Многие компоненты требуют определения их на месте, так как при хранении их содержание быстро изменяется. Большое значение имеет правильная консервация, упаковка и транспортировка проб. Химик, работающий совместно с гидрогеологом по изучению минеральных вод, должен быть хорошо знаком с особенностями анализа минеральных вод [69].

Плотьбыл деформаций в известняках
на участке обнажения

Разрез по А-Е
(по старым представлениям)



Разрез по А-Б
(по данным 1937 г.)



- ▲ L - пластовые
- Q - поперечные
- S - продольные
- D - диагональные



Схема
участка истойников

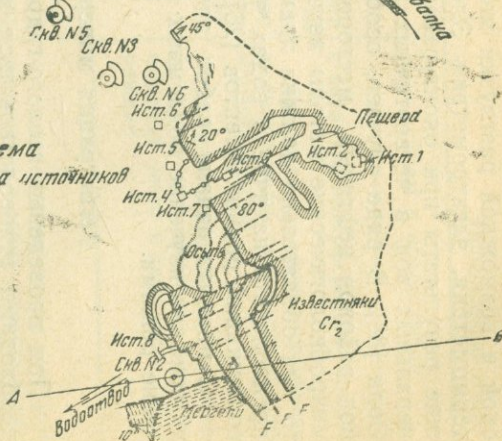
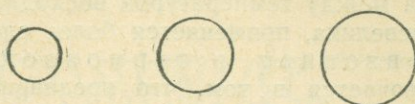


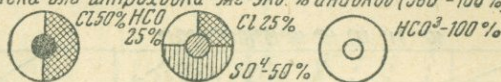
Рис. 50. Интерпретация обнажения на участке минеральных источников Старой Мацесты.

При нанесении минеральных источников на карту важно выбрать главнейшие элементы, которые иллюстрировали бы наглядно основные закономерности их распространения. Нагромождение

1. Размер кружка - дебит (условно)

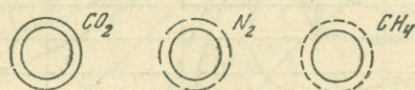


до 100.000 л/сут 100.000-1.000.000 более 1.000.000 л/сут
 2. Химический состав - обозначения в кружке
 раскраска или штриховка - мг-экв. % анионов (360° - 100%)

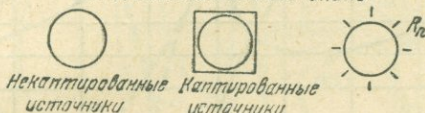


Натриевые Магниевые Кальциевые

3. Газовый состав - ободок



4. Дополнительные знаки



Некаптивированные источники Каптивированные источники

Рис. 51. Условные обозначения для нанесения минеральных источников на гидрогеологическую карту.

большого количества знаков нецелесообразно. На рис. 51 приводятся образцы знаков для минеральных источников.

Термометрическая разведка минеральных вод

В практике гидрогеологических работ на термальные минеральные воды нашел широкое применение термометрический метод разведки, предложенный А. Н. Огильви [47, 48].

Термометрические наблюдения могут помочь определить место разгрузки напорных минеральных вод в том случае, если оно скрыто четвертичными отложениями. Кроме того, возможно определить зону взаимодействия двух водоносных горизонтов (прорыв снизу или сверху) и наличие водоносных зон на больших глубинах.

Если между температурой восходящей напорной воды и температурой воздуха существует большая разница, можно пользоваться упрощенным термометрическим способом.

Этот способ заключается в одновременном заложении сети неглубоких скважин на участке предполагаемой разгрузки вод напорного горизонта, измерении температур на разных глубинах

и построении карты изотерм. Место разгрузки термальных вод оконтурится изотермами с повышенными температурами. Однако следует учитывать возможность растекания в четвертичных отложениях, что несколько искажает картину.

Если разведка ведется сравнительно длительный промежуток времени, а разница между температурой восходящих вод и температурой воздуха невелика, применяется более сложный метод построения термоизоплант и термоизоклин. Сущность этого метода заключается в том, что предварительно изучается температурный режим выше пояса постоянных температур на участке, сходном с тем, где предполагается место выхода воды.

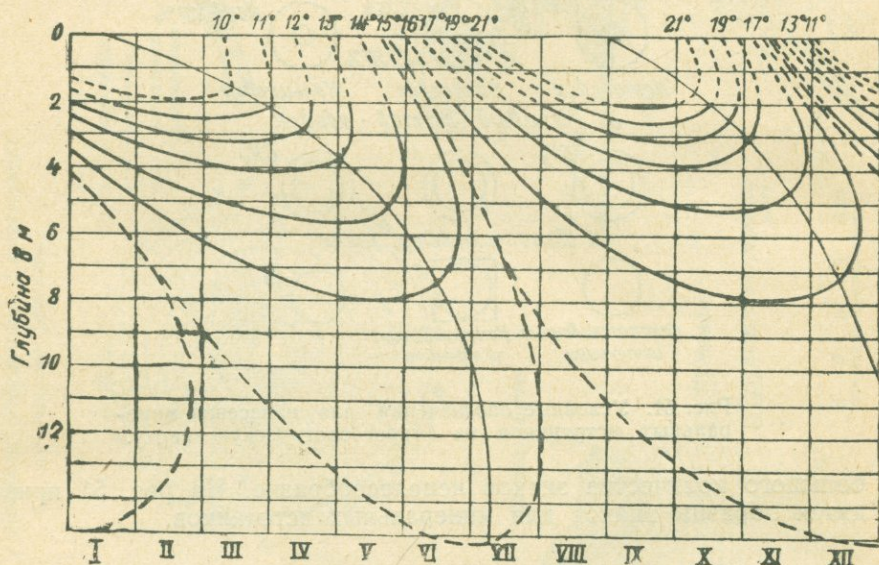


Рис. 52. Термоизопланты участка курорта Ахтала в террасовых отложениях вне котловины.

Для этой цели организуется термометрическая станция, состоящая примерно из 4-х скважин (глубиной 4, 8, 10, 12 м), в которых систематически измеряется температура. На основе этих измерений строится график термоизоплант (рис. 52), функционально связывающий ход температур почвы во времени в течение годового цикла и по глубине. На основе этих данных можно вычислить глубину пояса постоянных температур. График термоизоплант является своего рода паспортом нормального температурного режима поверхностной зоны данного участка.

Зная этот режим, можно сравнить данные измерения температур на участке разведки с данными термометрической станции (по термоизоплантам) и получить числовые отклонения температур от нормы для различных точек. В результате строится карта термо-

изоклин, т. е. линий одинакового отклонения от нормальных температур (рис. 53). Там, где наблюдаются наибольшие отклонения, можно предполагать влияние напорных вод.

При разведочных работах глубже пояса постоянных температур необходимо производить систематические наблюдения соответ-

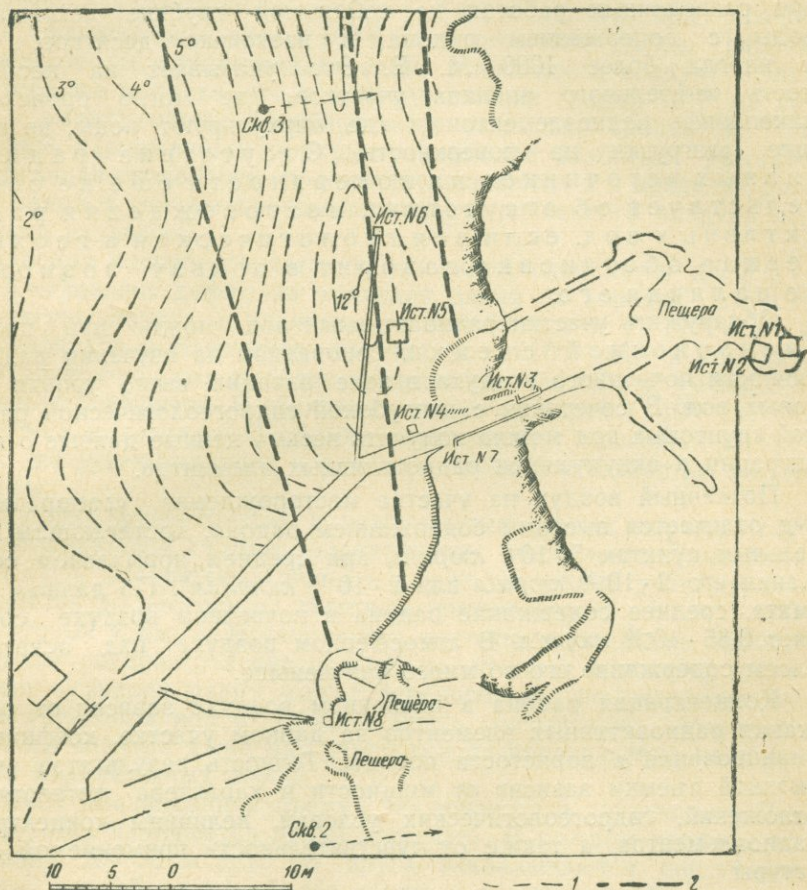


Рис. 53. Термоизоклины на участке Маестринских сероводородных источников (по А. Н. Огильви).

1—термоизоклины, 2—сбросы

ствующими приборами (ленивым термометром, электротермометром и др.) и строить изотермические профили (см. рис. 11).

Температурный анализ гидрогеологических условий района в комплексе с анализами других элементов (структуры, динамики, химического состава, газосодержания) дает важные руководящие признаки для выяснения залегания и движения минеральной воды.

Эманационная съемка

В ряде районов на поверхности часто не имеется видимых признаков минеральных радиоактивных вод и только неглубокие зондировки могут обнаружить воды с повышенным содержанием радона. Во многих случаях естественные источники имеют незначительную радиоактивность (всего несколько единиц Махе), а при разведочных работах на небольшой глубине вскрываются воды с содержанием радона в несколько десятков, сотен и иногда более 1000 М. Е. Это указывает на необходимость тщательного анализа участков, где могло происходить накопление радиоэлементов и где циркулируют воды, не имеющие разгрузки на поверхность. Отсутствие радиоактивных источников на поверхности еще не свидетельствует об отсутствии месторождения радиоактивных вод, если вся геологическая и геохимическая обстановка говорит в пользу возможности его.

Обнаружить участки радиоактивных вод можно при помощи эманационной съемки, основанной на изучении радиоактивности почвенного воздуха в зоне аэрации выше уровня грунтовых вод. В сочетании с неглубокой гидрогеологической разведкой грунтовых вод можно получить весьма ценные данные о путях миграции и аккумуляции радиоактивных элементов.

Почвенный воздух на участке месторождения уранорадиевых руд отличается высоким содержанием радона, достигающим в отдельных пунктах $5 \cdot 10^{-6}$ кюри/л, при среднем нормальном содержании его $2 \cdot 10^{-20}$ кюри/л или $2 \cdot 10^{-13}$ кюри/см³. По данным Космата, среднее содержание радона в почвенном воздухе составляет $0,85 \cdot 10^{-10}$ кюри/л. В атмосферном воздухе над песчаным слоем содержание его во много раз меньше.

Концентрация радона в почвенном воздухе зависит от содержания радиоактивных элементов на данном участке, коэффициента эманирования и пористости породы. Точность результатов эманационной съемки зависит от мощности и характера четвертичных отложений, гидрогеологических условий, величины концентрации радиоэлементов, а также от чувствительности применяемой аппаратуры.

Концентрация радона в почвенном воздухе:

$$N = \frac{aAd}{p} = 10^3 \text{ кюри/л,}$$

где a — коэффициент эманирования;

A — концентрация радиоэлементов в породах, в граммах на 1 г породы;

d — плотность породы;

p — пористость породы.

Содержание радия в породах колеблется в пределах от 10^{-13} до 10^{-11} г/г породы. Плотность самих пород меняется незначительно. Коэффициент же эманирования и пористость пород сильно колеблются. Обычно породы с большей пористостью обладают при прочих равных условиях большей эманирующей способностью. Различные сочетания эманирующей способности пород и концентрации в них радиоэлементов вызывают различную радиоактивность воздуха. Так, например, при коэффициенте эманирования около 100% и содержании радия, равном 10^{-13} г/г породы, концентрация радона в почвенном воздухе может быть того же порядка, что и при содержании радия 10^{-11} г/г породы с эманирующей способностью в несколько процентов. При различной нарушенности породы в наиболее разбитых участках эманирующая способность породы увеличивается и в пределах развития одной и той же породы активность почвенного воздуха может быть различной.

Эманация распространяется в почвенном слое путем диффузии. Коэффициент диффузии эманации радия в породах зависит от структуры породы и влажности и колеблется от $7 \cdot 10^{-3}$ сек⁻¹ в сухих песках и рыхлых почво-грунтах до $1 \cdot 10^{-4}$ сек⁻¹ в компактных мало измененных породах. Увеличение влажности уменьшает коэффициент диффузии. В грунтовых водах он равен $1 \cdot 10^{-5}$ см/сек.

Глубина эманационной съемки определяется величиной коэффициента диффузии эманации в породе и продолжительностью жизни эманации.

В рыхлых почво-грунтах и разрушенных горных породах глубина эманационной съемки определяется несколькими метрами (4—12 м), а для плотных пород и для увлажненных участков она уменьшается до нескольких десятков сантиметров.

Грунтовые воды, залегающие над активными породами, вообще затрудняют распространение радона, но попадая в раствор газобразная эманация радия может переноситься по направлению течения грунтовых вод и обуславливать повышение активности почвенного воздуха даже над участками распространения неактивных или малоактивных пород.

Процесс эманационной съемки заключается в следующем. Поперек участка намечаются линии профилей. В каждом профиле на расстоянии 20—30 м друг от друга закладываются неглубокие скважины (от 0,5 до 1,1 м). На участках с повышенной радиоактивностью расстояния между скважинами уменьшаются до 5—10 м и даже до 1 м. Бурение можно производить ложкой или простым ломом с кувалдой. В скважину вставляется металлическая трубка с внутренним диаметром примерно 10 мм; на дне скважины, для предохранения от закупорки породой, насыпается немного сухого крупнозернистого кварцевого песка или гальки. Для лучшей изоляции забоя от поверхностного атмосферного воздуха, на нижний конец трубки (перед спуском в скважину) на расстоянии 5—10 см от низа наматывается плотно пакля или тряпка. Пространство между металлической трубкой и стенками скважины заполняется

глиной с песком. На верхний конец металлической трубки надевается резиновая трубка с зажимом и оставляется в скважине на 2—3 дня для установления равновесия в концентрации радона между воздухом в трубке и воздухом в окружающей породе.

Проба почвенного воздуха обирается непосредственно в эманационную камеру вакуумным методом, причем предварительно в лаборатории определяется натуральное рассеяние прибора. Для взятия пробы эманационная камера посредством трубки с хлористым кальцием соединяется с металлической трубкой и воздух из скважины переходит в эманационную камеру в количестве, равном объему последней. Для проверки вакуума к другому отверстию эманационной камеры перед взятием пробы присоединяется манометр.

Измерение ионизационного тока производится через 2—3 часа после взятия пробы в лаборатории с помощью электрометра. Результаты измерения выражаются в единицах Кюри или в единицах Махе на 1 л воздуха.

При обработке материала съемки необходимо выяснить причину повышенной активности тех пород, над которыми наблюдалась высокая радиоактивность почвенного воздуха. Необходимо ответить на вопрос: имеет ли место высокая концентрация радиоэлементов или только повышение эманацирующей способности пород.

Определение эманацирующей способности пород производится в лаборатории. Порода измельчается, просеивается через сито с отверстием $d = 0,2$ мм и затем помещается в стеклянную трубку с оттянутыми с обеих сторон концами. Для измерения выделяющейся из породы эманации радия трубка с породой запаивается и после накопления в течение 5—7 суток эманация радия переводится в эманационную камеру емкостью 3 л. Торон определяется в токе воздуха, и результат сравнивается с эталоном тория.

Измерение радона и тория производится при малой их концентрации на чувствительных компенсационных установках при помощи струнного электрометра, например, системы Лютц-Эдельмана с чувствительностью порядка 20 делений на 1 вольт. При определении эманацирующей способности радия и тория часть наиболее интересных образцов пород необходимо перевести в раствор и определить абсолютное содержание радия и тория.

Документация при буровых разведочных работах на минеральную воду

При организации разведочных буровых работ необходимо стремиться прежде всего уточнить картину геологической структуры месторождения минеральной воды и строения речной долины на участке разгрузки. При этом не следует нагромождать большое количество скважин в одном месте и торопиться с получением минеральной воды, так как преждевременный ее вывод может нарушить естественный режим и за-

Оценка различных способов бурения

Ударное бурение

Преимущества

1. В скважину не вводится вода, часто искажающая гидрогеохимические условия разреза

2. Возможность систематического контроля температур

Недостатки

1. Разрез представлен мелкими обломочками (сечка), по которым истинные условия залегания намечаются лишь приблизительно

2. Громоздкость и медленность работ (за исключением мелких зондировок в песчано-глинистых четвертичных отложениях)

Колонковое бурение

1. На поверхность извлекается столбик неизменной породы

2. Имеется возможность бурить скважину под различными углами к горизонту

3. Можно проходить самые крепкие породы

4. Форма скважины наиболее правильная — цилиндрическая

5. Можно бурить глубокие скважины малым диаметром и легким оборудованием. Вся установка компактна

6. Мощность силового оборудования менее значительна

1. Неполный выход керна, особенно в мягких породах

2. Довольно частое искривление скважин

3. Высокая стоимость и большая хрупкость алмазов (трудность их замены)

4. Невозможность успешного бурения суррогатами при большой крепости пород

5. Частая аварийность при дробовом бурении

6. Необходимость обеспечения водой соответствующего качества

Роторное бурение

1. Большая скорость проходки, превышающая скорости всех остальных видов бурения

2. Отсутствие отдельных операций бурения для чистки забоя скважин и для крепления стенок скважин

3. Экономия в обсадных трубах

4. Возможность проходить скважины большим диаметром на большую глубину

5. Возможность проходить пласты пльвунов и обрушивающиеся слои без потери диаметров, без аварий и с нормальной скоростью

6. Возможность производства каротажа

7. Роторный способ легко допускает возможность взятия керна и ведение работ колонковым способом

1. Значительно большие предупредительные затраты на покупку оборудования и его установки

2. Громоздкость всей установки

3. Необходимость в воде и глине соответствующего качества и количества

4. Загрязненность шламом и глинистым раствором в сильной степени

5. Значительная затрата энергии на перекачку жидкости повышенного удельного веса

6. Тенденция к большому искривлению скважин

7. Возможность пропуска водоносных и газоносных пластов

труднить понимание гидрогеологических условий. Опыт показал, что хорошие результаты получаются при систематическом гидрогеологическом контроле в процессе бурения и при своевременной обработке материалов разведочных работ. Большое значение имеет выбор правильного способа бурения. В настоящее время при разведке на минеральную воду применяются все способы бурения. Выбор способа зависит от стадии разведки и глубины залегания минеральной воды (таблица 29). В некоторых случаях для пересечения вертикальных разломов можно применять наклонные буровые скважины.

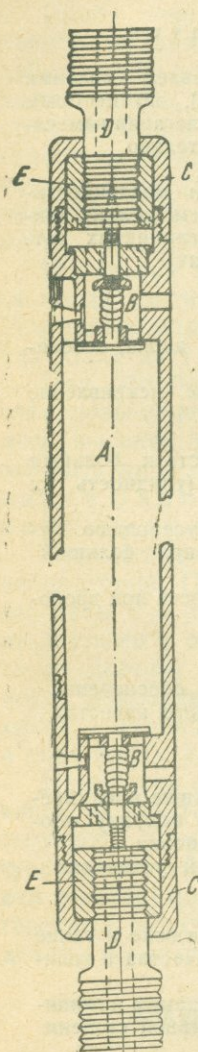


Рис. 54. Прибор Огильви для взятия проб воды из буровых скважин.

А — металлическая трубка; В — короби с клапанами; С — крышки; Д — переводные штанги; Е — муфты.

При производстве буровых работ на минеральную воду необходимо проводить полные гидрогеологические наблюдения и в процессе проходки и при остановках, этому требованию должен быть подчинен весь режим буровых работ. Не «метраж» должен определять план работ, а хорошая гидрогеологическая документация каждого метра, сопровождаемая соответствующими наблюдениями с анализом режима подземных вод участка и промывных вод, с изучением взаимодействия скважин, источников и т. д. При этом необходимо обеспечить взятие высокого процента керна, тщательную геологическую индексировку, изучение литологии, трещиноватости, включений, жильных проявлений, битумов и т. д. Для взятия проб воды с определенной глубины необходимо применять желонки особой конструкции (рис. 54).

При геологической разведке следует особо внимательно проводить тампонаж обсадных труб, своевременно опуская и цементируя трубы выше водоносной зоны.

Гидрогеологическая документация должна охватывать все стадии разведочных работ: а) при составлении проекта заложения буровой скважины, б) при наблюдениях в процессе бурения, в) при обработке наблюдений и оформлении отчетных материалов (см. приложение II).

Кроме журналов и таблиц, необходимо составлять графики проходки с результатами наблюдений; при обработке материалов результаты гидрогеологических наблюдений должны сопоставляться с геологическими данными. Кроме того, следует составлять детальные планы участка разведки с изолиниями главнейших элементов (изотермы, изорады, изохлоры и т. д.) для отдельных горизонтов и для срезов на той или иной высоте, а также

вертикальные разрезы (изотермические, гидрохимические) и блск-диаграммы.

После проведения разведочных работ все скважины, за исключением тех, которые специально переоборудуются как эксплуатационные или наблюдательные, должны быть весьма тщательно ликвидированы с забивкой жирной глиной и цементацией. На ликвидацию каждой скважины составляется акт, а место скважины отмечается особым знаком. Вокруг каптажных сооружений оборудуется специальная наблюдательная сеть скважин.

Подсчет ресурсов минеральных вод

Установление правильного объема курортного строительства имеет огромное значение. Перспективы роста того или иного бальнеологического курорта определяются теми гидроминеральными ресурсами, которые заключены в недрах района. Только на основе проведения всех необходимых гидрогеологических работ могут быть установлены истинные ресурсы. Ряд примеров (Боржоми, Мацеста, Арзни и др.) показывает, что в результате разведочных работ дебит минеральной воды обычно увеличивается в несколько раз. В условиях социалистического хозяйства имеется большая возможность рационального планирования курортного строительства. Как известно, в промышленности ни одно строительство на месторождении любого полезного ископаемого не производится до того, пока не подсчитаны ресурсы по категориям А, В, С. В курортном деле подобный порядок еще официально не принят, но в 1937 г. специальное гидрогеологическое совещание, созванное Союзкурортом, постановило, чтобы ресурсы минеральной воды, на базе которых происходит планировка курортов и проектирование бальнеологических зданий (ванн, розлива), рассматривались Центральным научно-курортным советом (с приглашением представителей Комиссии по запасам Главного геологического управления) и утверждались Союзкурортом.¹

Степень разведанности месторождения бывает весьма различной, и от этого зависит величина возможных расхождений в цифрах ресурсов подсчитанных и фактических. Чем лучше изучено и разведано месторождение, тем выше категория ресурсов полезных ископаемых.

Для подземных вод вопрос об установлении категории запасов значительно более сложен, чем для твердых ископаемых, и до настоящего времени полностью не разрешен, хотя имеются интересные предложения для выделения различных категорий (Н. А. Плотников, М. Е. Альтовский и др.). К. И. Маков различает в артезианских бассейнах: а) вековые запасы напорных вод, вычисляемые объемным способом, б) естественные динамические запасы, опре-

¹ Еще недавно никакие опытные работы вблизи эксплуатируемых минеральных источников не разрешались, так как имелись опасения, что эти работы могут оказать вредное, непоправимое влияние на источник. Эта излишняя осторожность тормозила правильную оценку ресурсов минеральных вод.

деляемые количеством воды, протекающей в единицу времени через поперечное сечение потока и в) искусственные динамические запасы — количество воды, откачиваемое в отдельных пунктах. Последнюю категорию Н. А. Плотников называет «эксплуатационными ресурсами».

Для газовых минеральных вод с наличием специфических микроэлементов, часто связанных с довольно глубокими зонами, подсчет ресурсов очень сложен и требует выяснения условий формирования, распространения, динамики и режима вод. Но он вполне возможен, если учесть, что минеральные воды представляют собой своеобразные динамические месторождения, которые можно изучать, применяя различные гидрогеологические методы. В табл. 30 даются требования, предъявляемые к различным категориям ресурсов минеральных вод.

Первый опыт подсчета ресурсов лечебных минеральных вод на основе детального геолого-гидрогеологического изучения был сделан на Мацесте под руководством автора. Было выяснено, что общие ресурсы в Сочинском бассейне определяются величиной 10 млн. л/сутки (категория С), а действительные всего 2 000 000 л/сутки (категория А), причем режим вод характеризуется колебанием дебита в два раза. Кроме колебания дебита, следует выяснить амплитуду колебания в содержании основных компонентов газового и химического состава и микроэлементов. Для углекислых вод большое значение имеет определение установившегося режима, с тем, чтобы избежать преувеличенных оценок. При проведении опытных работ необходимо вычислить коэффициент фильтрации (с анализом изменения его по вертикали и в различных направлениях), получить точную характеристику удельного дебита каждой скважины, дать анализ взаимодействия скважин с учетом срезки интерферирующих скважин. Обязательным требованием при опытных работах на минеральную воду является тщательный контроль за всеми изменениями химического и газового состава вследствие влияния метеорологических факторов и устранение всяческих вредных воздействий на уже эксплуатирующиеся источники.

Наблюдения за режимом минеральных вод

Факторы, влияющие на режим минеральных вод

Режим минеральных вод зависит от условий их питания и формирования. Понятие режима охватывает все стороны жизни подземных вод: дебит воды, газа, температуру, химический состав. Закономерности колебания во времени зависят от гидрометеорологических факторов, от состояния каналов, от условий выхода воды и от других естественных и искусственных причин. Режим минеральных вод может быть изучен только путем хорошо организованных систематических контрольных наблюдений. Чем полнее будут контролироваться элементы жизни данной минеральной воды, тем лучше можно познать ее генезис и тем быстрее можно

Категории ресурсов минеральных вод

Категория	Подкатегория	Наименование запасов	Требования к обоснованию категории
А — действительные	A ₁	Действительные каптированные ресурсы; вполне изученные выходы минеральной воды, оборудованные для систематического контроля. Дебит проверен в течение многолетней эксплуатации	Эксплуатационный дебит минеральной воды (или обеспеченный расход воды при насосной подаче с точно установленными амплитудами колебания дебита, температуры, химического состава), получаемый из вполне оформленных каптажных сооружений
	A ₂	Каптированные ресурсы — выходы с проверенным режимом в течение годового цикла (дебит воды, полученной из эксплуатационных сооружений — скважин, колодцев, штолен)	Полностью проведенные буровые работы, включающие заложение эксплуатационных скважин с детальным анализом естественного и искусственного режима месторождения
— предполагаемые	B ₁	Детально разведанные ресурсы минеральной воды, подсчитанные на основе опытных работ и оконтуривания месторождения минеральной воды	Разведочные работы для оконтуривания месторождения минеральной воды. Проведение опытных работ для изучения взаимодействия скважин, выяснение закономерностей режима вод, газов и т. д.
	B ₂	Разведанные ресурсы подсчитаны на основе эпизодических опытных работ и предварительного оконтуривания месторождения	Неглубокое разведочное бурение с необходимыми гидрогеологическими наблюдениями и эпизодическими опытными работами. Выделение всех возможных участков разгрузки вод (в том числе скрытых под четвертичными отложениями) с ориентировочным подсчетом по расходу и минерализации грунтового потока
С — геологические	C ₁	Геологические ресурсы, установленные на основе геолого-гидрогеологического изучения района	Детальное гидрогеологическое изучение в м. 1:10 000, 1:100 000 с проведением геофизических и зондировочных работ в местах выходов минеральной воды
	C ₂	Геологические ресурсы (запасы), определенные на основе общего геолого-гидрогеологического изучения бассейна с рекогносцировочным обследованием главных выходов минеральных вод	Геолого-гидрогеологическое изучение района (включая области питания, формирования и разгрузки) в м. 1:100 000—1:500 000 с общей гидрогеологической оценкой водоносных комплексов

принимать различные меры для улучшения ее эксплуатации. От гидрогеолога зависит выбор элементов контроля и установления периодов наблюдения. Важно выбрать наиболее показательные элементы, отражающие режим минеральной воды.

Режим минеральных вод определяется следующими естественными и искусственными факторами.

Естественные факторы имеют различные периоды колебаний (суточный, годовой, многолетний, вековой и т. д.). В результате развития и разрушения геологических структур происходят изменения условий, поверхностного и подземного стока, а вместе с тем и каналов, по которым движется минеральная вода. Во многих районах можно наблюдать огромные накопления травертинов, располагающиеся значительно выше современных выходов (Пятигорск); местами совершенно нет минеральных источников, но сохранились травертины — следы угасших терм. С большой наглядностью можно проследить по травертинам миграцию мест выхода воды (Ф. А. Макаренко).

Сезонные и годовые колебания хорошо фиксируются при систематических наблюдениях (рис. 55). К ним относятся атмосферные осадки, температура воздуха, температура осадков, поверхностных вод, испарение, термический режим зоны циркуляции вод, уровень поверхностных вод (рис. 56).

Например, естественный режим напорных минеральных вод КМВ, разгружающихся на участке лакколлитов, по данным И. И. Володкевича, графически может быть выражен асимметричной синусоидальной кривой с круто восходящей ветвью и пологой нисходящей, осложненной волнами второго порядка. Увеличение дебита наблюдается в весенние месяцы и совпадает с таянием снегов, а также выпадением осадков в области питания в Джинальском плато. Для южных участков КМВ, где питание происходит на более высоких плато, снеговой покров сходит позднее и в соответствии с этим максимальные дебиты источников передвигаются на летние месяцы.

Искусственные факторы. В первую очередь следует выделить работы по переустройству выхода минеральной воды. Дебит и состав воды меняются в зависимости от того, выходит ли она из естественного, необорудованного грифона или искусственного сооружения (колодец, шурф, буровая скважина). Изоляция от подтока поверхностных и грунтовых вод может сразу сказаться на режиме минеральной воды. С другой стороны, грунтовые воды играют роль гидравлической подушки, которая препятствует растеканию минеральной воды и заставляет выходить ее в локализованных открытых участках. Неправильно проведенные дренажные работы на участке выходов минеральных вод могут понизить их дебит. В истории известны случаи внезапного прекращения функционирования термальных источников в результате прорыва вод в горные выработки, проведенные в районе источников (Карлсбад, Теплиц). При проведении буровых работ на участке источников неизбежны временные падения дебита старых ис-

точников, которые путем принятия необходимых мер могут быть устранены. Весьма показателен график дебита Кисловодского нар-

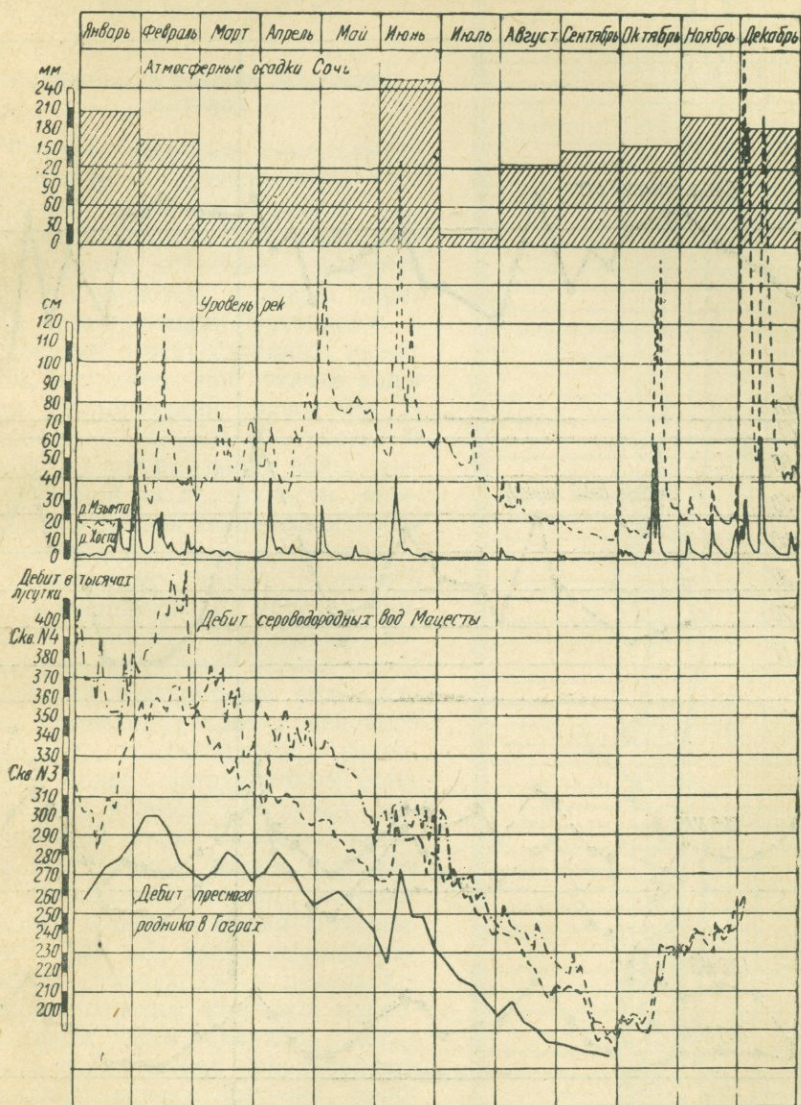


Рис. 55. Сравнительный график режима поверхностных и подземных вод Сочи-Мацестинского района.

зана в первый период работ по выведению доломитового нарзана, когда стала намечаться тенденция к постепенному понижению дебита (рис. 57).

Наблюдения за режимом вод должны не только фиксировать существующее состояние, но и обеспечить прогноз возможных на-

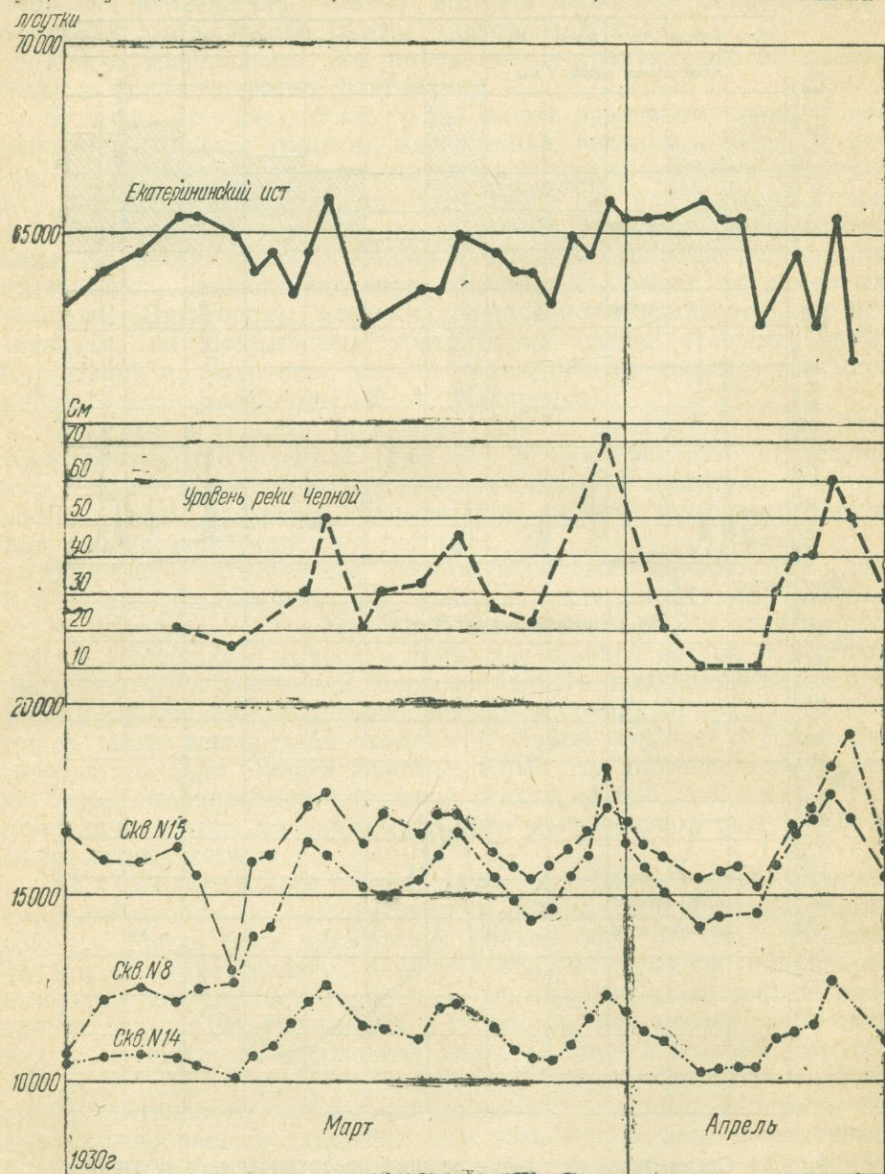


Рис. 56. Зависимость дебитов буровых скважин на Черной реке от уровня реки (Боржоми).

рушений режима в зависимости от тех или иных причин (землетрясение, наводнение, влияние искусственных мероприятий на

участке источников, дренаж, буровые работы, утечка из каптажа, вырубка лесов и т. д.).

Особенности режима минеральных вод

Следует выделять минеральные источники с естественным нормальным режимом, дающие постоянный самотек при определенном уровне, колебания которых обуславливаются главным образом естественными факторами, и источники с искусственным режимом, например, при откачке воды для эксплуатации насосами. В последнем случае количество и качество минеральной воды, выкачиваемой на поверхность, зависит от состояния технического обслуживания насосных установок.

Необходимо также различать установившийся и неуставившийся режимы. Последний характеризует первый период после вскрытия минеральной воды, когда происходит срезка векового подпора, создавшегося вследствие более затрудненных естественных условий разгрузки минеральной воды. Особенно хорошо этот период бывает выражен в углекислых водах, которые обычно в первое время фонтанируют. Так как часто уменьшение дебита происходит в результате несовершенства каптажа, плохого закрепления скважин, когда часть воды может просачиваться в аллювиальные отложения, необходимо наблюдениями точно установить причины падения дебита.

По наблюдениям за режимом вод можно судить о том, эксплуатируется ли, данная водоносная зона при нормальной скорости гидрогеохимического процесса или происходит нарушение

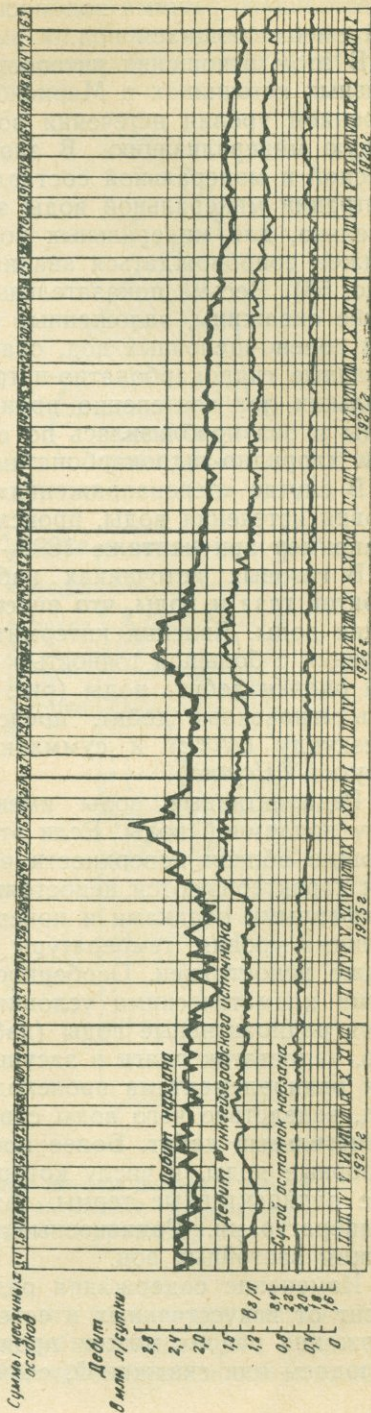


Рис. 57. Колебания дебита Кисловодского нарзана и пресного фингейзеровского источника.

естественного режима водоносного горизонта и изменение пропорций смешивающихся вод.

В этом отношении интересны наблюдения Б. Винтера в минеральных источниках в Мариенбаде. Он производил опыты над измерением уровня истечения воды и влиянием этих изменений на общую минерализацию. В зависимости от соотношения напоров пресной и минеральной составляющих получаются различные концентрации минеральной воды эксплуатируемого источника. Следовательно, для минеральных вод анализ кривых удельного дебита должен сопровождаться анализом изменения химического состава (рис. 58). Весьма показательны наблюдения в Ессентуках, где глубокие скважины, заложенные на участке месторождения углекислых солено-щелочных вод, сначала дали азотные слабо минерализованные гидрокарбонатно-натриевые воды; затем в течение нескольких лет постепенно произошло «подтягивание» минеральной воды и она приблизилась по своему составу к основным углекислым хлоридно-гидрокарбонатным водам.

В случае «перенапряжения» источника, в результате понижения уровня истечения воды, происходит уменьшение ее минерализации (например при каптаже 1893—1894 г. Кисловодского Нарзана).

В газовых источниках наблюдаются различные соотношения дебитов газа и воды, что вносит своеобразные черты в ритм истечения воды. Явления интермиттенции заставляют производить измерения с большой точностью с тем, чтобы избежать преувеличенной оценки дебита воды (рис. 59). Поэтому рекомендуется различать мгновенный дебит, представляющий дебит воды в литрах в секунду ($л/сек$) и суммарный дебит, выражаемый в литрах в сутки ($л/сутки$).

Радиоактивные воды имеют режим, свойственный данному типу подземной воды. Если это грунтовые радоновые воды, залегающие вблизи поверхности выше пояса постоянных температур, они характеризуются непостоянным режимом, тесной связью с атмосферными осадками и поверхностными водами, быстрыми колебаниями уровня, температуры и расхода. Химический состав их также непостоянен. Особенности режима будут определяться общими климатическими условиями той зоны, в которой формируются радиоактивные воды (избыточное увлажнение северных районов, недостаток влаги в засушливых районах). В местах обогащения радиоэлементами происходит весьма замедленная циркуляция вод, вследствие чего воды с высокой радиоактивностью имеют незначительный дебит. Более постоянный режим имеют восходящие напорные воды, к числу которых относятся азотные или углекислые радиоактивные термы. Азотные термы обладают высокими температурами. Радиеносные воды закрытых структур отражают режим застойных зон.

Изменение содержания радона в минеральных источниках зависит от искусственных и естественных факторов. Уменьшение содержания радона может произойти при глубоком захвате воды колодезем или скважиной, если повышенная радиоактивность есте-

ственного источника была связана с обогащением воды в самых поверхностных слоях. Закономерные колебания радиоактивности наблюдаются в зависимости от гидрометеорологических факторов.

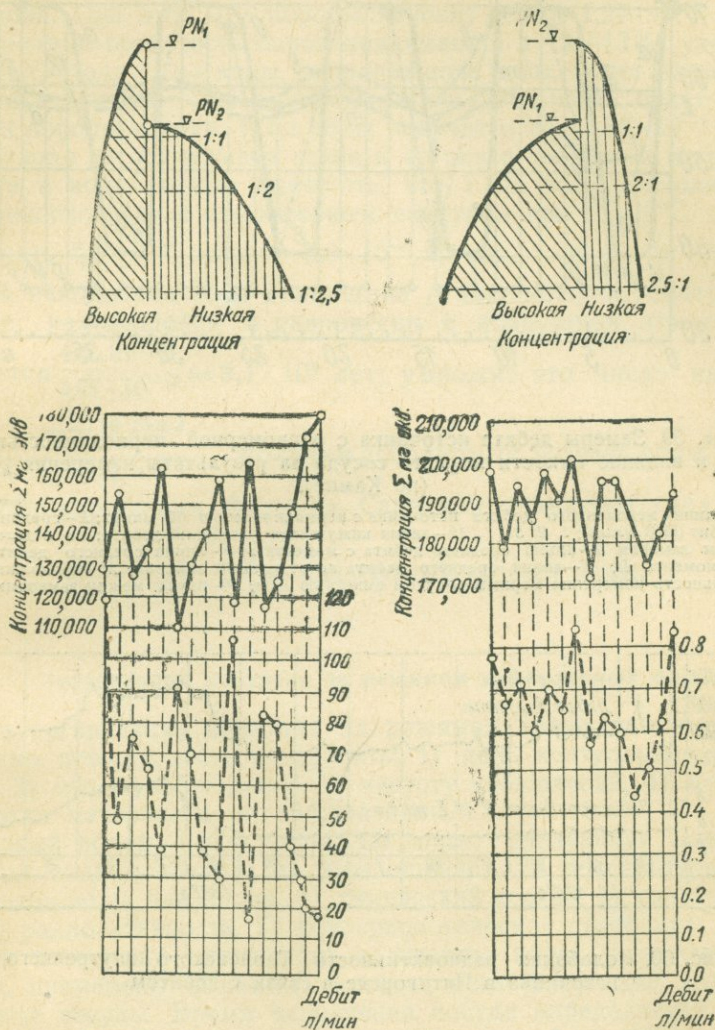


Рис. 58. Концентрация как функция высоты напора и дебита при различном соотношении составляющих минеральную воду (по опытам Винтера в Мариенбаде).

При этом в некоторых водах происходит увеличение концентрации радона одновременно с увеличением дебита воды (рис. 60); в тех же случаях, когда подтекает большое количество пресных вод, не

могущих и не успевающих насытиться наличным содержанием эманации радия, при увеличении дебита происходит уменьшение радиоактивности воды.

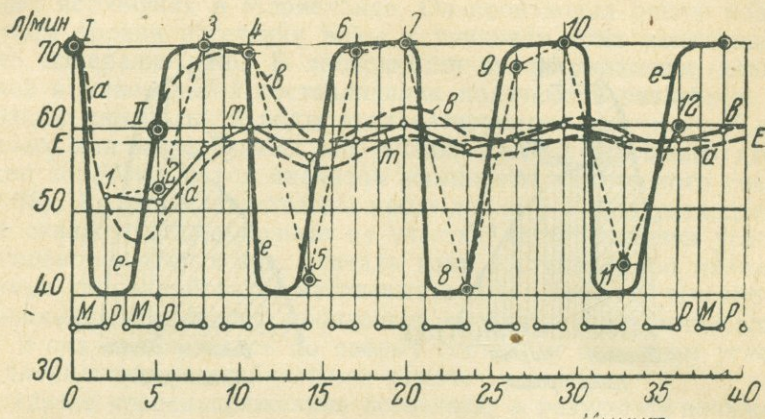


Рис. 59. Замеры дебита источника с равномерной периодичностью и влияние емкости мерного сосуда на результаты измерения (по Кампе).

e—линия мгновенного дебита источника с периодичностью 10 минут; *E*—средний дебит (58,3 л/мин); 1, 2, 3... 12—линия кажущихся колебаний дебита; по отдельным замерам *a*—линия среднего дебита с момента *I*; *b*—линия среднего дебита с момента *II*; *T*—линия среднего дебита по отдельным замерам; *M*—продолжительность измерения мерным сосудом емкостью 100л; *P*—пауза между замерами.

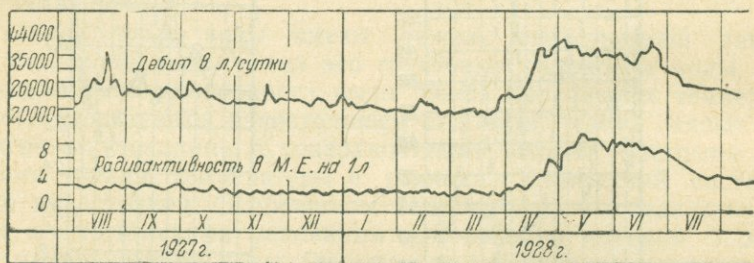


Рис. 60. Колебания радиоактивности Товиевского внутреннего источника в Пятигорске в связи с дебитом.

Определение возраста воды по методу Савченко

Имеется метод, позволяющий анализировать вековой режим вод, являющийся как бы гидрогеологическими часами. Этот метод был предложен В. П. Савченко, который для определения абсолютного возраста воды применяет отношение $\frac{He}{Ar}$ в газе, растворенном в воде. Однако понятие возраста воды является

условным, так как почти каждая минеральная вода представляет собой смесь вод различного возраста. В основу метода положены следующие данные: среднее содержание радиоактивных веществ, принятое на 1 г породы— $7,06 \cdot 10^{-6}$ г для урана и $16,4 \cdot 10^{-6}$ г для тория. При этом 1 г породы накопит в год $1,27 \cdot 10^{-12}$ мл гелия. Средняя пористость пород принимается в 12—13%; удельный вес 2,5. Отсюда 1 мл воды, заполняющей поры, будет находиться в соприкосновении с 20 г породы. Если 20% гелия будет поступать из породы в воду, 1 мл воды получит в год $5,08 \cdot 10^{-12}$ мл гелия. Исходя из содержания гелия и аргона в воздухе и их растворимости в воде, можно высчитать, что 1 мл воды, находящейся в соприкосновении с атмосферным воздухом при $t = 10^{\circ}\text{C}$, должен содержать $4,6 \cdot 10^{-8}$ г гелия и $3,9 \cdot 10^{-4}$ г аргона, т. е. $\frac{\text{Нг}}{\text{Аг}} = 1,18 \cdot 10^{-4}$.

Для накопления того количества гелия, которое содержится в воде, находящейся в равновесии с воздушной атмосферой, требуется $\frac{4,6 \cdot 10^{-8}}{5,08 \cdot 10^{-12}} = 9,1 \cdot 10^3$ лет; умножив это число на отношение $\frac{\text{He}}{\text{Аг}}$ (в газе) , получим абсолютный возраст воды и газа: $\frac{1,18 \cdot 10^{-4}}{1,18 \cdot 10^{-4}}$

После упрощения формула Савченко принимает следующий вид:

$$\frac{\text{He}}{\text{Аг}} \cdot 7,71 \cdot 10^7 = \text{абсолютный возраст воды.}$$

Организация контроля за режимом минеральных вод

При организации контроля за режимом минеральных вод необходимо прежде всего установить: 1) цель контрольных наблюдений, 2) объем наблюдений, 3) частоту наблюдений, 4) методику обработки материалов по наблюдениям.

Полный объем наблюдений включает следующие элементы: 1) дебит воды и газа (и их соотношение), 2) температура воды, 3) уровень воды или напор, 4) химический состав, 5) газовый состав, 6) радиоактивность, 7) бактериологическое состояние.

Для измерения суммарного количества воды, т. е. суточного дебита, применяют объемные методы: регистрирующие водомеры и мерные сосуды. Время наполнения сосуда определяется по секундомеру. Размеры и форма сосуда должны быть таковы, чтобы не происходило разбрызгивания. В целях получения более точных результатов сосуд должен наполняться водой не менее 10 секунд. Для фиксирования наполнения определенного объема необходимо устраивать специальные отверстия или тропленные трубки. Количество измерений мерным сосудом зависит от типа источника, однако измерения должны производиться не менее трех раз подряд; на основе этих трех измерений вычисляется средний дебит.

Для измерения мгновенного дебита применяются трубы Вен-

турж. Принцип измерителя Вентури заключается в следующем (рис. 61).

F_1 и F_2 — нормальное суженное поперечное сечение трубы;

v_1 и v_2 — скорости течения;

p_1 и p_2 — соответствующие гидродинамические давления.

$$p_1 - p_2 = \frac{v_2^2 - v_1^2}{2g}$$

и если

$$\frac{F_1}{F_2} = \frac{v_2}{v_1} = m,$$

$$v_1 = \frac{\sqrt{2g(p_1 - p_2)}}{m^2 - 1},$$

а дебит

$$q = F_1 \frac{\sqrt{2g(p_1 - p_2)}}{m^2 - 1} = \text{const} \sqrt{p_1 - p_2}.$$

Колебания разности давления $p_1 - p_2 = h$ отсчитываются при помощи шкалы и указателя или регистрируются на движущейся бумажной ленте. Так как количество воды пропорционально, шкала должна быть построена по параболе.

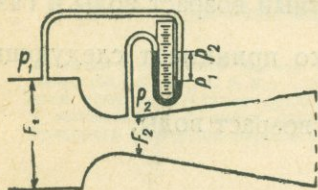


Рис. 61. Принцип устройства водомера Вентури.

Для вод, выделяющих обильные осадки, вследствие чего изменяется поперечное сечение, применять измеритель Вентури не рекомендуется.

Температура измеряется рондиком термометром с шкалой деления $0,2-0,1^\circ \text{C}$. В последнее время на некоторых зарубежных курортах применяются термометры упругости, сопротивления, пирометры и т. д.

Химический состав систематически контролируется по одному, двум, трем главнейшим компонентам, свойственным данному типу воды (например, хлор, гидрокарбонат, железо), или по электропроводности. Для проверки следует проводить раз в сезон или в год полный анализ.

В последние годы для регистрации наблюдений за режимом начинают применяться самопишущие приборы. Описание некоторых приборов дано в работе Р. Кампе [24]. При использовании этих приборов необходимо следить за их бесперебойным действием.

Конструкция самописца должна базироваться на принципах, исключающих возможность каких-либо потерь при измерениях. В частности следует учесть, что при использовании водосливов и качающихся дебитографов происходят потери газового состава.

Газовый анализ включает определения свободных и растворенных газов — углекислоты, сероводорода, метана и др.

Бактериологический контроль должен включать определение количества колоний, титр кишечной палочки; в качестве показателей загрязнения необходимо учитывать содержание аммиака, азотной и азотистой кислот.

Все наблюдения должны производиться в определенное время и быть увязанными с наблюдениями метеорологических станций и гидрологических постов, расположенных как вблизи минерального источника, так и в области его питания. При отсутствии гидрометеорологического поста на реке вблизи источника должна быть установлена рейка с привязкой к абсолютной отметке над уровнем моря.

Частота наблюдений зависит от типа источника и состояния оборудования грифона (колодец, каменный каптаж, скважина и т. д.), а также его значения (главный выход или дериват). Промежутки между наблюдениями должны быть установлены экспериментально для каждого источника в отдельности. Вначале производятся более частые наблюдения, затем их можно производить реже, но они должны учащаться в период сильных ливней, разлива рек, землетрясений, буровых работ вблизи источника и т. д.

Обработка контрольных наблюдений за режимом минеральных вод производится в специальных таблицах, журналах и графиках.

При построении графиков необходимо выяснить следующие моменты:

а) взаимоотношение колебаний ингредиентов одного и того же источника: дебита, температуры, химического состава;

б) взаимоотношение колебаний одних и тех же ингредиентов (например только дебитов или температур и т. д.) в различных источниках и их зависимость от тех или иных причин (от атмосферных осадков и т. д.).

в) тип режима минерального источника, характер кривой (синусоидальный, пикообразный и др.), время максимумов и минимумов дебитов, величина отношения максимума и минимума дебитов, температур, содержания химических компонентов и т. д.

Чем ближе эти величины приближаются к единице, тем более постоянный режим имеет минеральный источник и тем меньше он связан с колебаниями гидрометеорологических факторов.

При построении графиков режима необходимо выбирать удобный масштаб, но он должен быть таким, чтобы колебания, зависящие от точности наблюдения, не отражались бы на графике.

Глава X

КАПТАЖ МИНЕРАЛЬНЫХ ВОД

Общие положения

Все строительство вокруг минеральных источников на курортах подчиняется интересам наиболее рационального их использования и охраны.

Каптажем в широком смысле слова можно назвать любое оборудование выхода воды на поверхность земли. Но не всякое оборудование источника позволяет использовать все его природные свойства и гарантировать от загрязнения. Только рациональный каптаж, основанный на детальных гидрогеологических работах и ясном представлении о генезисе минеральной воды может обеспечить высокое лечебное качество и безукоризненное санитарное состояние.

На многих курортах разведочные скважины, давшие положительный результат, были тотчас же приспособлены для временной эксплуатации минеральной воды и в течение ряда лет использовались без всякого дополнительного оборудования. Несмотря на кажущуюся экономию, по прошествии нескольких лет этот способ оказывался менее выгодным, так как часто лишал возможности полностью доразведать и изучить данный объект. Кроме того, введение в эксплуатацию временного сооружения может привести к дегазации воды и прекратить функционирование минерального источника.

Таким образом, при гидрогеологических исследованиях необходимо получить весь необходимый материал для проектирования рационального каптажа. Сооружение каптажа должно выполняться инженером-специалистом. Гидрогеолог участвует в составлении задания к проекту каптажа, в проектировании и осуществлении его, непрерывно следит за всеми изменениями в режиме вод в процессе работ; наконец, он должен принять участие в приемке законченного и архитектурно оформленного каптажного сооружения. Гидрогеолог должен быть достаточно осведомлен в отношении санитарной техники, связанной с эксплуатацией лечебных минеральных вод, т. е. бальнеотехники [67].

Методы каптажа термальных источников в зависимости от условий выхода вод
(по Де-Лонэ, 1899 г.)

	Условия выхода		Способы захвата	Примеры
Источники жильные, восходящие по разломам	<p>1. Гидротермальная трещина (грифон в твердой породе) обнажена на поверхности или на небольшой глубине под рыхлыми отложениями и ее можно непосредственно захватить неглубокой выемкой (между этим и следующим случаем существуют промежуточные)</p>	<p>а) Грифон на равнине; долина, достаточно широкая, или плато; по соседству нет более глубоких оврагов</p> <p>б) Грифон на дне оврага с зажатыми склонами; по соседству нет более низкой точки</p> <p>в) Грифон в боковой ложбине большой долины, где расположены наиболее низкие места, или у подошвы холма</p>	<p>Каптаж путем устройства рвов, выемок, небольших колодцев, неглубоких буровых скважин</p>	<p>а) Каптаж в твердой породе посредством облицовки рва или котлована или простое крепление деревом с применением в случае необходимости откачки (Бурно Аршамбо, Железноводск, Шинзнах, Мезьер)</p> <p>б) Каптаж в проницаемых породах траншеями или колодцами (Олю) или последовательными ограждениями (Эузе, Сент-Жерве). Каптаж в мергельных породах путем устройства заграждения из каменной кладки (Железноводск). Буровые скважины для газовых источников (Вальс, Алье)</p> <p>Каптаж во рве со специальными приспособлениями, иногда с использованием гидростатического давления (Пфефер). Применение буровых скважин для газифицирующих источников (Шатель-Гюйон)</p> <p>в) Каптаж путем устройства котлована с облицованными стенками, со специальными предохранительными приспособлениями против утечки (Эво, Нерис)</p> <p>Каптаж при помощи резервуара, устроенного непосредственно в склоне (холодные источники в Железноводске)</p>

Условия выхода		Способы захвата	Примеры
2. Грифон в твердой породе на глубине, доступной для захвата колодцем, вертикальной скважиной, подземной галереей, траншеей, горизонтальной скважиной	<p>а) Грифон на плато или в широкой долине;</p> <p>б) Грифон в трещиноватой породе, дающей растекание</p> <p>в) Грифон на склоне холма, иногда прикрытый рыхлыми отложениями или замаскированный в массивных породах</p>	<p>Каптаж колодцами и скважинами</p> <p>Каптаж подземными галереями, траншеями, горизонтальными скважинами</p>	<p>1. Грифон закрепляется колодцем (некоторые колодцы в Виши)</p> <p>2. Каптаж колодцем, внутри которого находится буровая (Виттель, Контрексеви́ль, Фумад)</p> <p>3. Грифоны, восходящие по мелким трещинам, захватываются скважинами (Бурбуль)</p> <p>1. Дренажные галереи с колодцами (Уриаж)</p> <p>2. Траншеи для пересечения и захвата грифонов (Сент-Жан-дю-Гард, Пфефер, Готере)</p> <p>3. Траншеи иногда с дренажными галереями по разным направлениям (Пломбьер, Ламалу, Железноводск, Пуцуоль)</p>
3. Грифон в твердой породе, прикрытый рыхлыми отложениями настолько, что его невозможно достигнуть или его нельзя фиксировать, так как он находится в сильно трещиноватой породе	<p>а) Узкая долина</p> <p>б) Широкая аллювиальная долина</p> <p>в) Источник на склоне холма</p> <p>г) Источник в озере</p>	<p>Каптаж путем использования напоров (с дополнительным применением ряда ограждений)</p>	<p>а) Устройство бетонного перекрытия или водной подушки (Пфефер, Пломбьер, Бурбон, Эво, Бареж)</p> <p>б) Использование гидростатического давления путем понижения уровня (Усса). Устройство ряда заграждений (Эузе, Сент-Жерве, Ла-Мот-Ле-Бэн)</p> <p>в) Сеть галерей с использованием гидростатического давления (Баньер-де-Люшон)</p> <p>г) Каптаж путем закрепления шахтным колодцем с использованием гидростатического давления (Энген)</p>
1. Пласт проницаемый (пористый) 2. Пласт трещиноватый		<p>Каптаж колодцами или скважинами иногда со специальными приспособлениями</p>	<p>(Виши, Сент-Иоор, Вальс, Железноводск, Ессентуки и т. д.)</p> <p>(Пуж, Виттель, Контрексеви́ль, Фумад)</p>

Источники пластовые, приуроченные к проницаемым или трещиноватым слоям

Каптаж представляет собой сооружение, которым захватывается минеральная вода на глубине, соответствующей ее оптимальному составу, необходимым дебиту и температуре, и предохраняется от загрязнения. Способ каптажа зависит от генетического типа минеральной воды. Шаблона в выборе способа не должно быть, так как каждый источник обладает своими индивидуальными чертами.

Следует различать: а) каптаж минерального источника и б) каптаж минеральной воды. Первый представляет захват естественного выхода минеральной воды (поверхностный каптаж или простое закрепление источника); второй является сооружением, посредством которого вода выводится в наиболее удобном месте (с точки зрения развития курорта и потребностей лечения) и с наиболее выгодной глубины.

По Де-Лонэ [112] каптажные работы должны препятствовать потерям термальной воды и газа или, иначе говоря, должны захватить воду и газ в возможно наибольшем количестве, предохраняя от фильтрации окружающих подземных вод, от охлаждающего и окисляющего действия воздуха, а также от влияния всех прочих природных факторов, могущих вызвать изменение термальной воды.

Работы по каптажу заключаются в очистке места выхода и закреплении его деревом, цементом, каменной кладкой, бетоном и т. д. Де-Лонэ, суммировавший опыт французских гидротехников (Леон Дрю, Жюль Франсуа и др.), различает каптажи естественных восходящих источников и источников, получаемых за счет вскрытия пористых пластовых или трещиноватых водоносных горизонтов. Составленная им таблица, несмотря на то, что она несколько устарела, хорошо иллюстрирует рекомендуемые различные способы каптажа (табл. 31).

Р. Кампе [24] полагает, что каптаж должен преследовать следующие цели:

- 1) вскрыть максимально возможный дебит источника, который природные условия позволяют получать в течение длительного периода; препятствовать всякой потере минеральной воды и газа;
- 2) препятствовать изменению физико-химических свойств воды на пути от места ее выхода до места потребления;
- 3) оборудовать выход воды таким образом, чтобы обеспечить удобную форму вытекания воды с точки зрения ее использования.

Эти определения страдают некоторой односторонностью — максимальному дебиту может не соответствовать необходимый химический состав, а в ряде случаев лечебные свойства приобретаются у поверхности.

Правильной, но несколько неопределенной была популярная формулировка А. Н. Огильви [46] «каптировать источник — значит произвести над ним ряд работ, результаты которых дали бы нам возможность наиболее целесообразно использовать все известные и полезные нам природные индивидуальные свойства его».

Арнольд Шерер [116] в своем докладе об условиях каптажа

минеральных источников Германии особое внимание уделяет работам по тщательному закреплению поверхностной части каптажа и считает, что принятое деление на каптажи глубокие и поверхностные — неправильно. По его мнению, минеральный источник должен находиться в наилучшем состоянии в течение возможно длительного срока с тем, чтобы врач знал, что он прописывает.

Элементы каптажа

Каптаж состоит из подземной части (от места вскрытия водоносной зоны до поверхности земли) и из поверхностной части (бювета), где происходит регулирование подачи воды и ведутся контрольные наблюдения за режимом воды. Система контроля и монтажа оборудования должна быть такова, чтобы в любой момент имелась возможность знать состояние эксплуатируемой водоносной зоны и каптажного сооружения. Это обеспечит не только фиксацию режима выхода воды, но и позволит заранее предугадать нежелательные явления, зависящие от естественных или искусственных факторов (резкое падение дебита и т. д.) и принимать те или иные профилактические меры. Хороший каптаж — гарантия от внезапного прекращения функционирования источника или загрязнения минеральной воды. Естественно, только тот каптаж может являться хорошим, который основывается на правильных представлениях об условиях формирования минеральной воды, полученных в результате достаточно широко и глубоко проведенного геолого-гидрогеологического изучения района и разведки всего месторождения минеральной воды.

Старый широко распространенный способ каптажа заключается в том, что вырывается котлован до коренных пород и обнажается вся поверхность пород, на которой можно захватить трещинки с минеральной водой; окружающие участки затрамбовываются, бетонируются, и вода поступает в бассейн только через определенные отверстия или по трубкам. При этом способе часть струек все же остается вне каптажного сооружения. Другим общепринятым способом каптажа является колодец или шахта, которые закрепляются деревом, каменной кладкой или бетоном. Как пример эволюции каптажных сооружений можно привести переустройство колодца Екатеринбургского источника в Боржоме (рис. 62). В последнее время стали применять способ заложения буровых скважин, который оказался наиболее удобным и рациональным для некоторых типов минеральных вод, кроме тех, которые приобретают свои целебные свойства у поверхности земли (рис. 63). Очень часто состав и температура воды, полученной в новых скважинах, несколько отличается от состава воды старого источника, имеющего популярность, и новый источник не сразу получает признание.

На склонах гор и долин для пересечения водоносных зон пользуются штольнями. Местами каптажи представляют комбинации шахты и буровой, штольни и буровой и т. д. Примером штольни

с неглубокими скважинами у забоя, заложенными в травертинах, может служить один из основных источников Пятигорска — Лермонтовский (б. Александро-Ермоловский) (рис. 64) и Железноводские каптажи.

В каждом каптаже можно выделить четыре элемента: 1) корпус каптажа, 2) восстающие трубопроводы каптажа, или скважины, 3) устье источника со всей относящейся к нему аппаратурой, 4) уплотняющие, цементирующие, изолирующие устройства. Для уплотнения пород и грунтов рекомендуется пользоваться методом искусственного закрепления (например силикатизацией).

Для иллюстрации приводим схемы типичных каптажей нисходящего и восходящего источников (рис. 65, 66).

Каптаж заменяет часть естественного канала минеральной воды и создает искусственный выход. Место стыка естественного и искусственного пути называется «базой каптажа». Глубина «базы» выбирается в зависимости от типа источника, условий его образования, химического типа и бальнеологических требований.

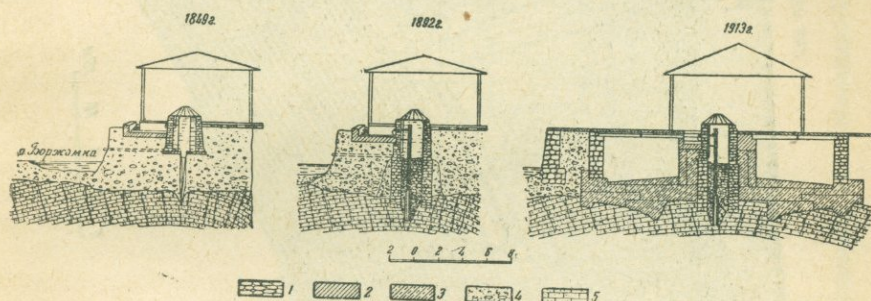


Рис. 62. Эволюция каптажного сооружения Екатерининского источника (Боржоми)

1—каменная кладка; 2—цемент; 3—бетон; 4—аллювиальные отложения; 5—мергели и песчаники, разбитые трещинами (палеогеновый флиш).

Поучительным примером в отношении выбора глубин основания каптажного сооружения является история каптажа Кисловодского нарзана (рис. 67).

В 1893 г. полагали, что кровля водоносной известняково-доломитовой толщи, из которой поднимается углекислая вода, находится на глубине 4,5 м; затем небольшими разведочными работами была установлена глубина залегания этой толщи около 6,5 м. В 1894 г. на этой глубине был основан каменный каптажный колодец, а в дальнейшем оказалось, что допущена ошибка — кровля доломита в действительности залегает на глубине около 20 м. За кровлю толщи был принят небольшой прослойок известняка-ракушника мощностью всего 0,2—0,3 м, залегающий выше доломитов на 14,5 м. Достаточно было провести детальную геологическую съемку и небольшое разведочное бурение, чтобы установить истинную картину геологического строения участка нарзана (А. Н. Огильви). Как известно, постоянные утечки из каптажного

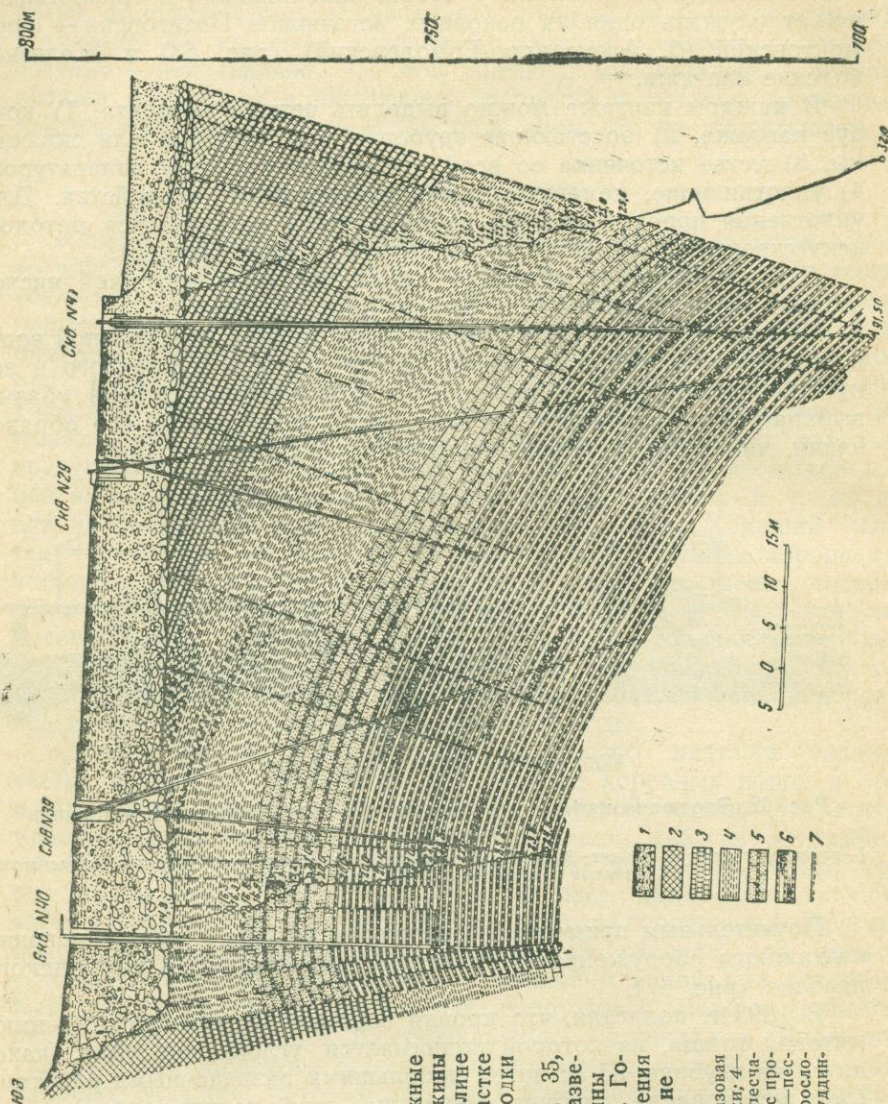


Рис. 63. Каптажные буровые скважины (№ 40—41) в долине Р. Куры на участке Греческой слободки в Боржоме. Скв. № 29, 30, 35, 39—наклонные разведочные скважины (ликвидированы). Голвные сооружения и бьефы еще не устроены.

1—аллювий; 2—диабазовая интрузия; 3—роговик; 4—темные мергели и песчаники; 5—песчаники с прослоями мергелей; 6—песчаники, мергели с прослоями водоносного «пудлинга»; 7—трещины

колотца причинили много хлопот строителям и только глиняная забивка, цементация и устройство бетонной перемычки вокруг ко-

лодца улучшили состояние сооружения. В наши дни головное сооружение на рзана нуждается в коренной реконструкции.

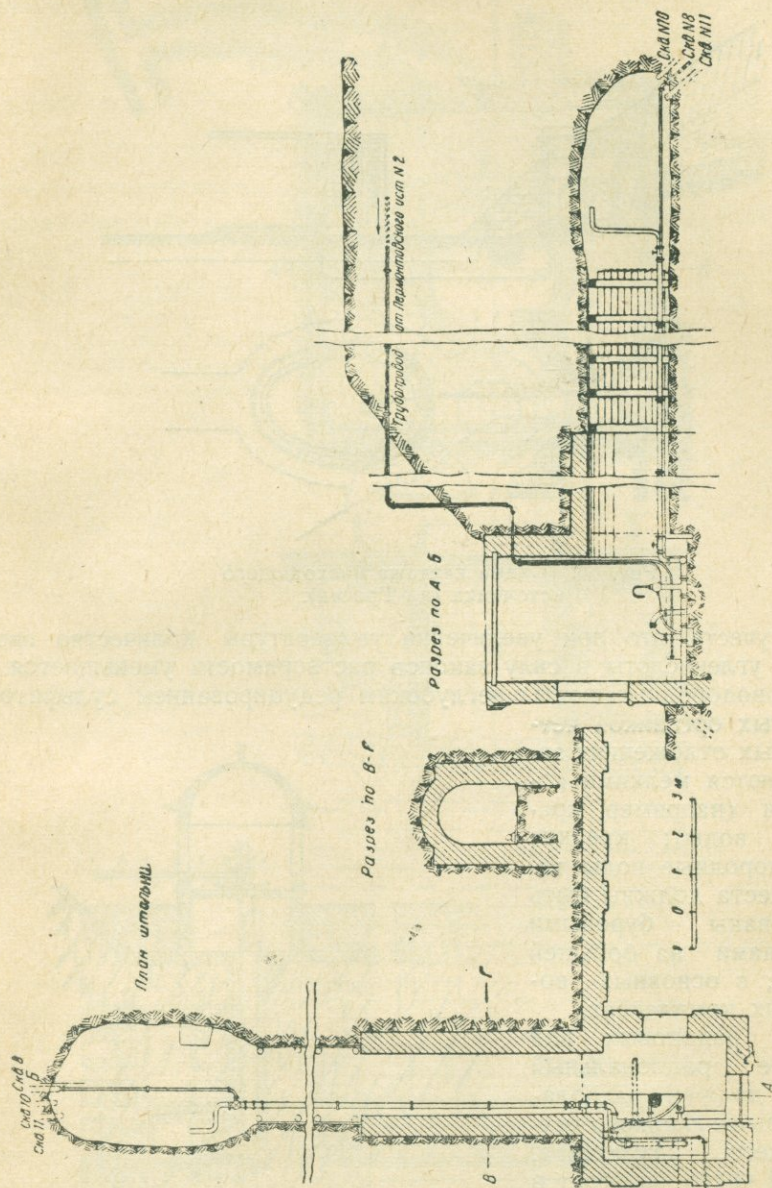


Рис. 64. Каптаж Лермонтовского источника (б. Александро-Ермоловского) в Пятигорске.

Вообще для углекислых вод глубина каптажных сооружений принимается от нескольких десятков до сотни метров и более, причем башмак обсадных труб необходимо закреплять в корен-

ных породах. На курортах эта глубина иногда может определяться необходимостью иметь ту или иную температуру воды, но

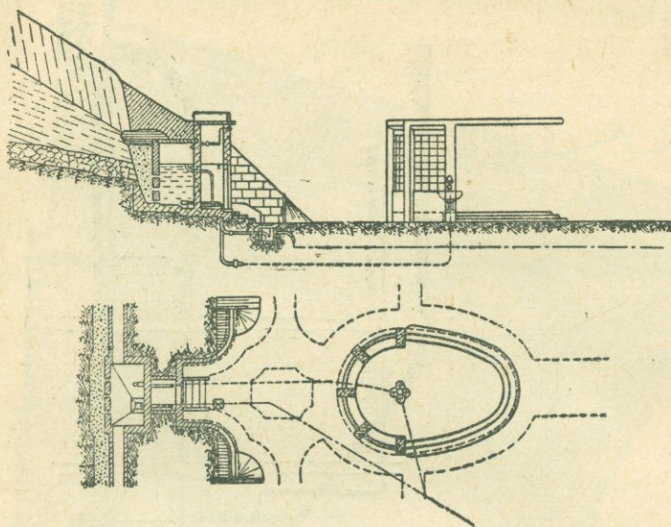


Рис. 65. Схема каптажа нисходящего источника (по Граски).

нужно учесть, что при увеличении температуры количество свободной углекислоты в силу законов растворимости уменьшается.

Сероводородные воды с неглубоким редуцированием сульфатов в богатых органикой четвертичных отложениях захватываются мелкими колодцами (например, краинские воды); крепкие сероводородные воды типа Мацеста должны быть каптированы буровыми скважинами на большей глубине, в основных водоносных комплексах.

Для радоновых вод наиболее рациональный каптаж должен располагаться выше главного эманулирующего коллектора, который часто залегает в четвертичных отложениях, т. е. в данном случае необходимо устройство поверхностных бассейнов соответствующим образом оборудованных.

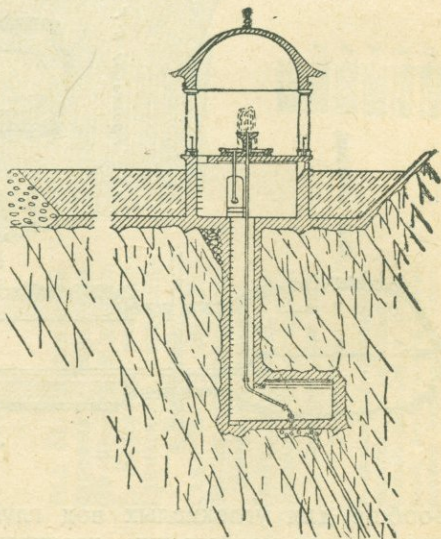


Рис. 66. Схема каптажа восходящего источника.

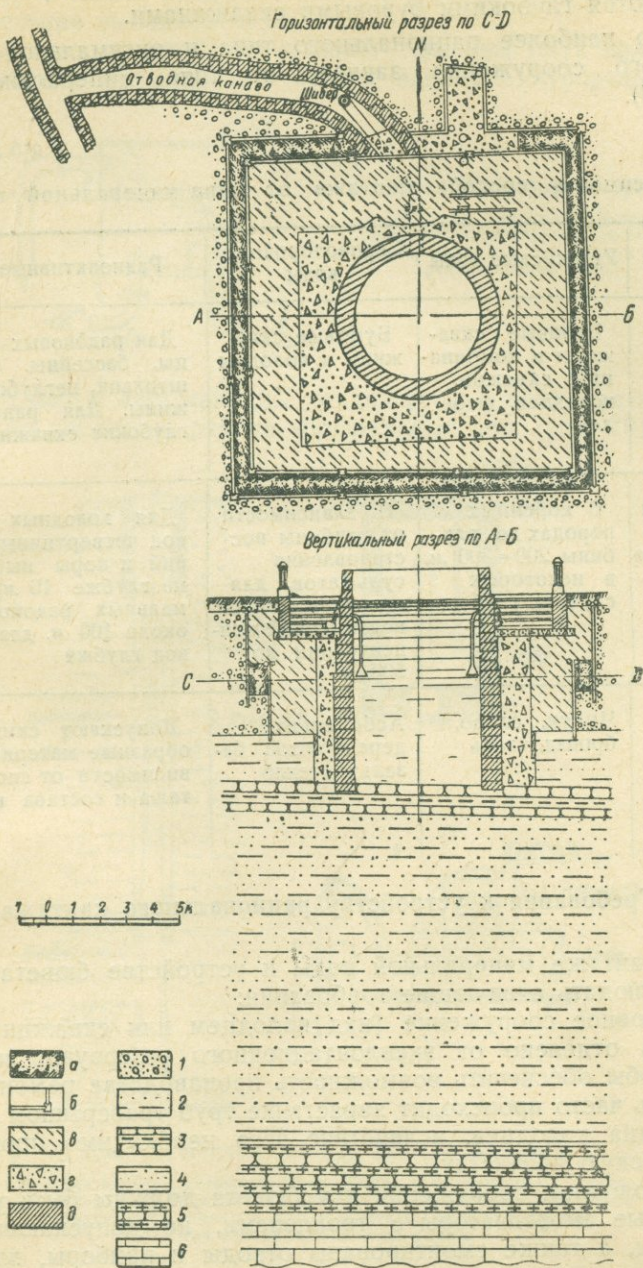


Рис. 67. Каптаж Кисловодского Нарзана.

1—аллювиальные отложения; 2—глинистые песчаники; 3—„каптажный“ известняк с прослоем глины; 4—известково-глинистый песчаник; 5—пачка известняков-ракушников, чередующихся с глинами; 6—кровля известняково-доломитовой толщи.
 а—насыпной грунт; б—деревянные сваи, перегородка; в—глиняная забивка; г—бетон; д—каменная кладка.

Радиеносные рассольные воды (с иодом и бромом) обычно эксплуатируются глубокими буровыми скважинами.

Выбор наиболее рационального типа и оптимальной глубины каптажного сооружения зависит от типа минеральной воды (табл. 32).

Т а б л и ц а 32

Зависимость способа каптажа от типа минеральной воды

Тип воды	Углекислые воды	Сероводородные воды	Радиоактивные воды
Способ каптажа	Буровые скважины и комбинации скважин, колодцев, штолен	Буровые скважины и колодцы	Для радоновых вод колодцы, бассейны, барражи, штольни, неглубокие скважины. Для радиевых вод глубокие скважины
Примерная глубина забоя каптажа	В коренных породах до глубины 200—300 м, в некоторых случаях глубже	В зависимости от глубины восстановления сульфатов, для некоторых типов вод высокой концентрации до 500 м	Для холодных радоновых вод четвертичных отложений и коры выветривания не глубже 10 м, для термальных радоновых вод около 100 м, для радиевых вод глубже
Материал	Чугун, олово, бронза, сталь	Асбоцемент, дерево литой базальт, стекло	Допускают самые разнообразные материалы в зависимости от системы каптажа и состава воды

Требования к устройству рационального каптажа

При каптаже минеральной воды и устройстве бювета необходимо соблюдать следующие требования:

1. Головное сооружение (над колодцем или скважиной) должно быть отделено от эксплуатационного резервуара и бювета с тем, чтобы обеспечить возможность производства ремонтных работ. Очень часто происходит зарастание труб травентином или заиливание дна колодцев, вследствие чего необходимо производить периодическую прочистку.

2. В головном сооружении и у бювета должны быть устроены специальные амортизаторы с тропленами, не допускающие подпора воды, а также смонтированы отводы и приборы, позволяющие контролировать и регулировать расходы воды (рис. 68).

3. В газовых источниках (особенно углекислых) необходимо устраивать сифониды, газоотделители и манометрические трубки

(рис. 69), а также диафрагмовые затворы, позволяющие регулировать сечение выводной трубы.

4. Головное сооружение и бювет должны быть архитектурно художественно оформлены в общем ансамбле курортных зданий

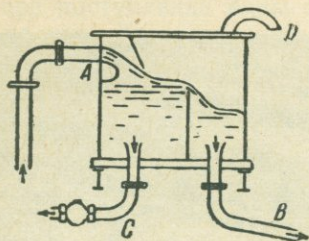


Рис. 68. Амортизатор

А—впуск из каптажа; В—сток к бювету; С—трубопровод для измерений; D—отвод для газа и переливающейся воды.

в соответствии с окружающим ландшафтом и национальными особенностями населения района минеральных вод (рис. 70).

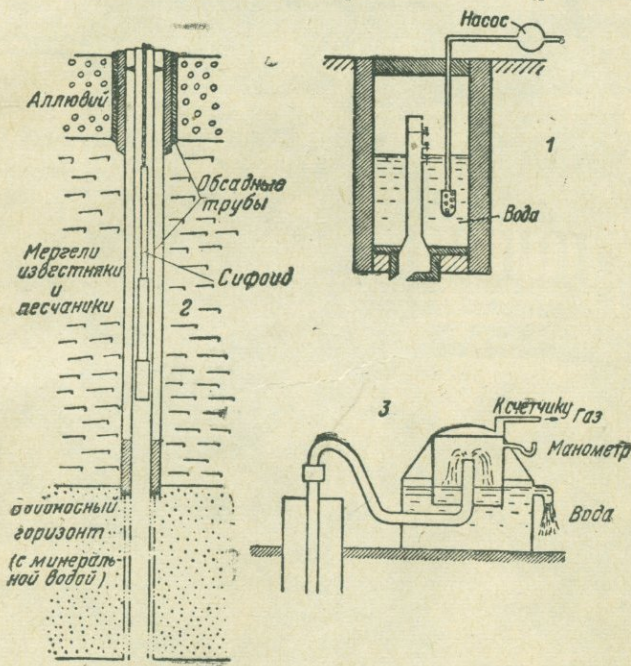


Рис. 69. Каптаж газовых вод (по Арману).

1—схема каптажа источника Лука (Виши) с применением откачки; 2—закрепление скважины с опусканием сифонид (телескопические трубы $\alpha=21-40$ мм); 3—газоотделитель с приспособлением для замера дебита воды и газа.

Для оценки состояния каптажных сооружений автором разработан специальный паспорт, официально утвержденный Главкурсанупром НКЗ СССР (приложение III).

Трубопроводы

Основным условием для сохранения газового состава при проведении воды к месту потребления является полное заполнение

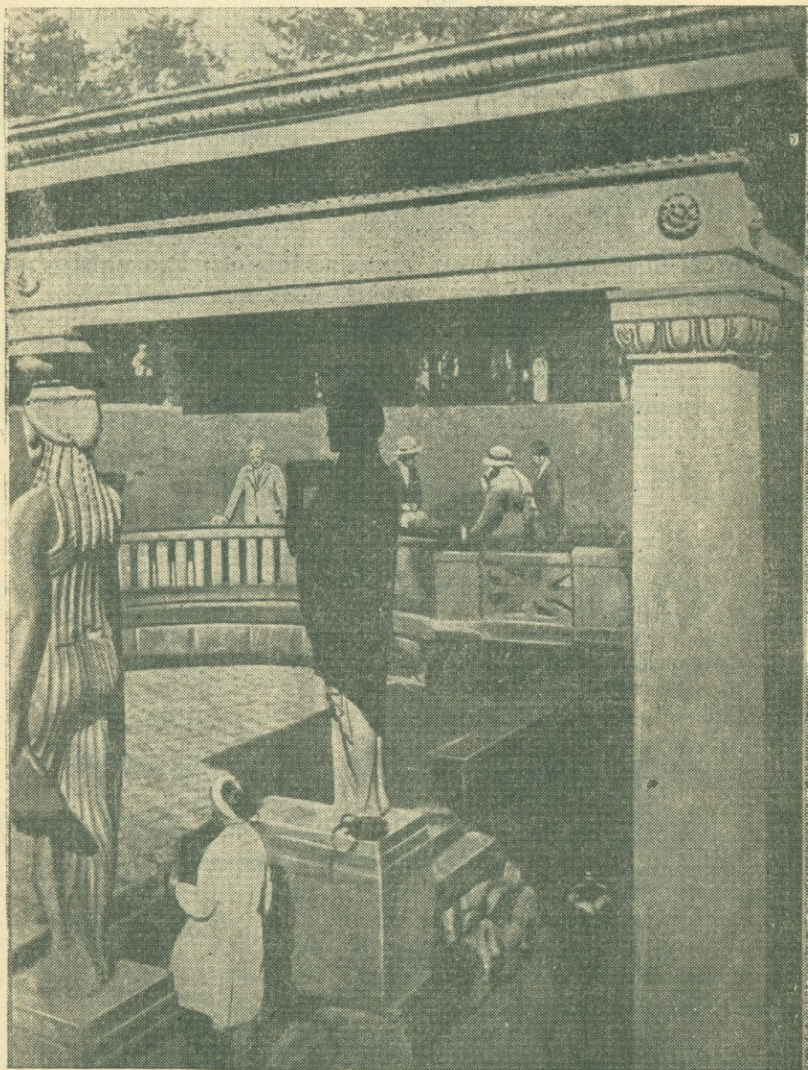


Рис. 70. Современное архитектурное оформление бювета над каптажем минерального источника.

всего сечения трубопровода и его герметичность, т. е. вода должна двигаться в условиях напорного водопровода, а не водостока.

Трубопроводы в газовых водах не должны создавать газовых пробок, почему они должны иметь плавные изгибы, и в системе каптажа их желательнее устраивать с небольшим подъемом.

Перекачка газовой воды допускается при устройстве ступенчатых шахт, при поступлении воды в резервуары снизу вверх, а к насосу вода должна подаваться под наливом (полным сечением); после нисходящего трубопровода необходимо устройство амортизатора давления (рис. 71).

Большой интерес представляют работы В. Цörкендöрфера по проведению углекислой воды на расстоянии около 3 км в Ма-

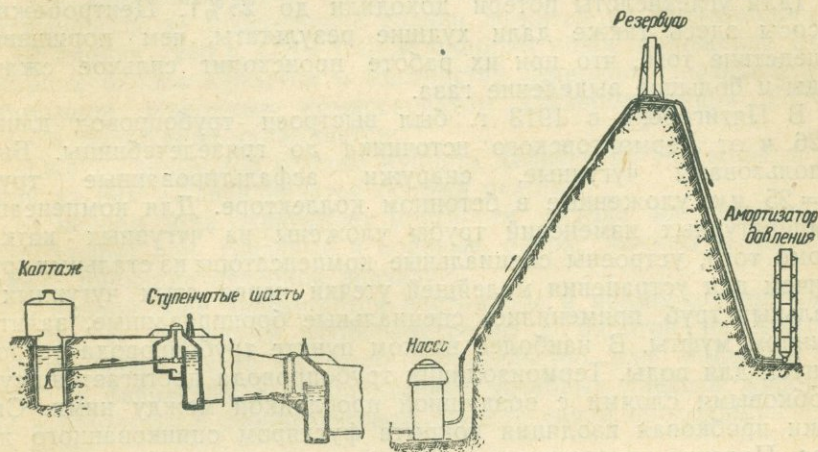


Рис. 71. Схема перекачки углекислой воды с минимальными потерями газа.

риенбаде. Здесь трубопровод начинается на участке Кшиха, расположенном на 40 м выше Мариенбада, но трубопровод должен был сначала подняться на 160 м, а затем опуститься на 200 м. При проектировании трубопровода авторы исходили из того обстоятельства, что нисходящие трубопроводы обуславливают значительно большие потери углекислоты, чем восходящие. Для проверки этого положения была сооружена опытная установка — трубопровод длиной 2800 м с подъемом воды на высоту 95 м. Выяснилось, что наибольшие потери газа возникают при быстром понижении давления у конца нисходящего трубопровода. Для устранения потерь и погашения напора (амортизация) было сооружено специальное устройство в виде железной башни высотой 14 м диаметром 1 м. Вода поступает снизу и медленно поднимается наверх. Подача газированной воды от источника до насоса производится через систему ступенчатых шахт, к которым вода подводится по восходящему трубопроводу, а затем медленно опускается в вертикальной камере. Определены следующие потери газового состава: а) ступенчатые шахты — 2%, б) восходящий трубопровод — 1,6%, в) нисходящий трубопровод — 2,2%.

Для сужения струи углекислой воды обычные запорные заслонки оказались непригодными, так как при быстром сжатии струи происходит дегазирование; рекомендуется пользоваться дроссельным затвором с постепенным сужением поперечного сечения и с центрированным положением струи. Накачивание производилось поршневым насосом; при применении центробежного насоса потери достигли 7%.

Опыты над подачей воды насосами на курортах КМВ показали, что углекислую минеральную воду нельзя всасывать с глубины, а она должна подаваться самотеком под небольшим напором. Наилучшие результаты получились в многокамерном электронасосе (для углекислоты потери доходили до 25%). Центробежные насосы здесь также дали худшие результаты, чем поршневые, вследствие того, что при их работе происходит сильное сжатие воды и большое выделение газа.

В Пятигорске в 1913 г. был выстроен трубопровод длиной 1826 м от Лермонтовского источника до грязелечебницы. Были использованы чугунные, снаружи асфальтированные трубы $d = 25$ мм, уложенные в бетонном коллекторе. Для компенсации температурных изменений трубы уложены на чугунных катках, кроме того, устроены специальные компенсаторы из стальных труб, причем для устранения малейшей утечки через стык чугунных и стальных труб применялись специальные бронированные, залитые свинцом муфты. В наиболее низком пункте трубопровода устроен выпуск для воды. Термоизоляция трубопровода достигается двумя пробковыми слоями с воздушной прослойкой между ними. Снаружи пробковая изоляция покрыта футляром оцинкованного железа. Падение температуры в трубопроводе в холодное время года не превышает $1,7^{\circ}\text{C}$, потери углекислоты — 3%.

В Бад-Гаштейне имеются азотные слабо минерализованные радиоактивные (радоновые) термы с температурой до 48°C и содержанием радона более 100 М. Е. Здесь был устроен трубопровод длиной 8 км, причем падение температуры оказалось равным всего $0,27^{\circ}$ на 1 км, а радиоактивность изменяется с 87,2 М. Е. в источнике до 64—58 М. Е. на месте потребления.

В качестве материала для труб при подаче воды к ванным зданиям часто употребляют чугунные, снаружи асфальтированные трубы; при проведении воды к бюветам для питья — чугунные, оловянные, бронзовые или мельхиоровые трубы. Железные трубы, черные и оцинкованные, непригодны, так как быстро разрушаются минеральной водой. В некоторых случаях их можно заменять чугунными или чугунно-эмалированными трубами. Для крепких сульфидных (сероводородных) вод применяли керамиковые и деревянные трубы; но опыт на Старой Мацесте показал, что лучшие результаты дают асбоцементные безмуфтовые трубы (с внутренней нарезкой). Нержавеющая сталь и литой базальт пока еще не применялись.

Заливка стыков в чугунных трубах производится обычно свинцом, в керамиковых трубах — гудроном или цементом. Применение

простых бетонных труб для проведения минеральных вод, а также залива стыков цементом часто исключаются, так как минеральные воды обычно являются агрессивными.

Установление зон санитарной охраны минеральных вод

На основе гидрогеологических работ должен быть установлен округ санитарной охраны, а внутри округа — три зоны охраны с различной степенью ограничений для тех или иных мероприятий. Для установления округов и зон привлекаются различные специалисты (санитарные врачи, климатологи, лесоводы), но главная ответственность за обоснование границ ложится на гидрогеолога.

10 апреля 1940 г. СНК СССР одобрил новое положение о санитарной охране курортов и местностей лечебного значения, разработанное Народным комиссариатом здравоохранения СССР. В этом положении указывается:

«Округ санитарной охраны курорта делится на три зоны, в каждой из них устанавливается особый режим:

а) первая зона охватывает местности выхода на поверхность минеральных вод, грязевые и соленые озера, лиманы и морские пляжи, имеющие лечебное значение.

В первой зоне запрещается постоянное и временное проживание лиц, не связанных непосредственно с работой на курорте, а также какое бы то ни было строительство или земляные работы, не связанные с эксплуатацией лечебных средств курортов или с ремонтом и строительством средств связи, проходящих через эту зону;

б) вторая зона охватывает территорию, с которой происходит сток поверхностных и грунтовых вод в место выхода на поверхность минеральных источников, места неглубокой от поверхности земли циркуляции минеральных и пресных вод, участвующих в образовании минеральных источников, естественные и искусственные хранилища лечебных вод и лечебных грязей, лечебные сооружения, прибрежные полосы морей и озер вблизи курорта.

Во второй зоне запрещается также использование территории, которое может вызвать качественные и количественные ухудшения лечебных средств курорта. В соответствии с этим всякого рода строительство и использование земельных и лесных участков и водоемов для каких-либо целей допускаются в пределах второй зоны только с особого разрешения местного совета депутатов трудящихся.

в) третья зона охватывает всю площадь питания и формирования гидроминеральных ресурсов, а также местности, могущие влиять на климатические и санитарные условия курорта».

В соответствии с новым положением Главное курортное управление разработало инструкцию по применению выше указанного положения о санитарной охране (приложение IV).

ЛИТЕРАТУРА

1. Архангельский А. Д. и Зальманзон Э. С. Сравнительные литологические исследования по вопросу о происхождении подземных вод Грозненских нефтяных месторождений. БМОИП, Отд. геологии, т. IX (3—4), 1931.
- 2. Белоусов В. В. Очерки геохимии природных газов. ОНТИ, 1937.
3. Брод И. О. Об основных принципах классификации нефтяных и газовых залежей. ДАН СССР, т. XLIV, № 6, 1944.
4. Бунеев А. Н. Агрессивная углекислота в минеральных водах. Тр. Центр. ин-та курортологии, т. IV, 1932.
5. Бунеев А. Н. Химический состав девонских вод под Москвой. «Курортология и физиотерапия», № 6, 1936.
- 6. Бунеев А. Н. К вопросу происхождения основных типов минерализованных вод в осадочных породах. ДАН СССР, т. XLV, № 6, 1944.
- 7. Васильевский М. М., Богоявленский Л. П. и Кобзева А. С. Белокурихинские горячие источники на Алтае. Геол. ком. Материалы по общей и прикладной геологии, вып. 46, Л., 1926.
8. Вернадский В. И., акад. О классификации и химическом составе природных вод. «Природа», № 9, 1929.
9. Вернадский В. И., акад. История минералов земной коры, т. II. История природных вод, ч. I, вып. 1, 2, 3. ОНТИ, 1933—1936.
10. Вернадский В. И. и Хлопин В. Г. Об исследовании на радий нефтяных месторождений Союза. ДАН СССР, № 3, 1932.
- 11. Виноградов А. П. Иод в морских водах. Тр. Биохимической лаборатории АН СССР, т. V, 1939.
- 12. Виноградов А. П. Геохимия рассеянных элементов морской воды. «Успехи химии», т. XIII, вып. 1, 1944.
- + 13. Виноградов А. П. О хлор-бромном коэффициенте подземных вод. ДАН СССР, т. XLIV, № 2, 1944.
14. Гинзбург-Карагичева Т. Л. Микробиологические очерки. ОНТИ, 1935.
15. Гортиков В. М. Применение теории активности к расчетам карбонатных равновесий в минеральных источниках на примере Аршан-Тункинского. Сб. 5. Тр. I Всесоюзного гидрогеологического съезда, ОНТИ, 1934.
16. Горюнов М. С., Клейнберг И. Г., Савченко В. П., Черепенников А. А. и Шуфертов А. В. Методика полевого опробования природных газов. Гостоптехиздат, 1940.
17. Деллескамп Р. Ювенильная и вадозная углекислота (перевод с немецкого горн. инж. Егунова). Ежегодник по геологии и минералогии России, т. XIII, 1911.
18. Демехин А. П. Арзний. Гидрогеологический очерк. Тр. Армянского геологического управления, вып. 1, Ереван, 1940.
19. Игнатович Н. К. Псекупские минеральные источники. Тр. ГГРУ, вып. 97, 1932.
20. Игнатович Н. К. О закономерностях распределения и формирования подземных вод. ДАН СССР, т. XLV, № 3, 1944.

21. Игнатович Н. К., Палей П. Н., Славянов Н. Н. Геологическое описание района Псекупских минеральных вод. Тр. ГГРУ, вып. 102, 1933.

22. Инструкция к измерению радиоактивности минеральных источников (составители Баранов В. И., Огильви А. Н., Соколов А. П., Бурксер Е. С.). Изд. Курортного управления НКЗ РСФСР, 1930.

23. Калугин П. И. Схема тектоники передового хребта Копет-Дага. Тр. Туркменского филиала АН СССР, вып. II, Ашхабад, 1942.

— 24. Кампе Р. Минеральные источники (перевод с немецкого). Принц и Кампе. Гидрогеология. т. II. Сельхозгиз, 1937.

25. Карстенс Э. Э. Сохранение физико-химических свойств минеральных вод при различных методах их бальнеотехнического использования. Тр. Бальнеологического ин-та КМВ, т. VI, Пятигорск, 1928.

26. Кириков А. П., Тверской П. Н., Граммакова А. Г., Горшков В., Айдаркин В. С. Радиоактивные геофизические методы в приложении к геологии, ОНТИ, 1934.

— 27. Комлев Л. В., Прокопенко Н. М. Основные геохимические черты современных термальных процессов среднего Тянь-Шаня. Тр. Киргизской экспедиции СОПС АН СССР. Материалы по геологии и геохимии Тянь-Шаня, ч. IV, 1935.

28. Коржинский Д. С. Факторы минеральных равновесий и минералогические фации глубинности. Тр. Ин-та геологических наук АН СССР, вып. 12. Петрографическая серия, № 5, 1940.

— 29. Красковский С. А. Геотермические измерения в буровых скважинах. Геотермические измерения в Москве. Тр. ЦНИГРИ, вып. 8, 1934.

— 30. Красковский С. А. Геотермические измерения в СССР, (1928—1938 гг.). Тр. Комиссии по геотермике, вып. 1, АН СССР, 1941.

31. Крейтер В. М. О классификации структур рудных полей и месторождений. «Сов. геол.», № 6, 1941.

32. Крейчи-Граф К. Основные вопросы нефтяной геологии. ОНТИ, 1934.

+ 33. Максимович Г. А. Основные типы миграции на земле. «Природа», № 2, 1941.

— 34. Максимович Г. А. К характеристике гидрохимических фаций пластовых вод стратисферы. ДАН СССР, т. XLV, № 6, 1944.

— 35. Малышек В. Т. Геохимические признаки промышленных залежей нефти. Тр. XVII сессии Международного геологического конгресса, т. 4, 1937.

— 36. Минеральные воды России. Сборник под редакцией А. П. Герасимова. Изд. КЕПС АН СССР, 1920.

37. Наследов Б. Н., Баранов В. И., Соколов П. Т. Опыт методики разведки месторождений радиоактивных руд в Карамазарском районе Узбекистана. Тр. ВГРО, вып. 248, 1933.

+ 38. Никшич И. И. Копет-Дагская термальная линия термальных источников. Вестник ирригаций, № 7. Ташкент, 1925.

— 39. Никшич И. И. Арчманский сернистый источник. Геол. ком., Материалы по общей и прикладной геологии, вып. 115, Л., 1926.

— 40. Овчинников А. М., Огильви А. Н. Гидроминеральные богатства Боржоми. Сб. 5, Тр. I Всесоюзного гидрогеологического съезда, ОНТИ, 1934.

+ 41. Овчинников А. М. Геологические структуры районов минеральных вод. Сб. 5, Тр. I Всесоюзного гидрогеологического съезда, ОНТИ, 1934.

42. Овчинников А. М. Основные закономерности распространения минеральных вод на территории Советского Союза. «Вопросы курортологии», № 5, 1939.

+ 43. Овчинников А. М. Значение гидрогеологии в решении вопросов стратиграфии и тектоники. «Сов. геол.», № 2—3, 1940.

+ 44. Овчинников А. М. Проблемы изучения терм. Тр. МГРИ (юбилейный сборник), т. XX, 1940.

45. Овчинников А. М. Опыт анализа деформаций в меловых известняках Ахунского массива (Сочи). БМОИП, Отд. геологии, т. XIX (1), 1941.

46. Огильви А. Н. Каптаж Нарзана и его история. Тр. Геол. ком., нов. сер., вып. 58, СПб, 1911.

— 47. Огильви А. Н. К вопросу о методике изучения минеральных источников. Отд. оттиск из трудов Бальнеологического ин-та КМВ, Пятигорск, 1925.

- 48. Огильви А. Н. О гидрогеологических условиях происхождения мацестинских минеральных источников и об их каптаже. Сб. «Курорт Мацеста», Госмедиздат, 1928.
49. Огильви А. Н. О каптаже радиоактивных вод и о колебаниях их радиоактивности в зависимости от дебита. Изд. Бальнеологического ин-та на КМВ, Пятигорск, 1928.
50. Огильви А. Н. Краткий предварительный отчет о гидрогеологических работах по изучению радиоактивных вод Пятигорска. Геол. ком., Материалы по общей и прикладной геологии, вып. 9, Л., 1929.
51. Огильви А. Н. К вопросу об оценке радиоактивности источников с точки зрения их бальнеологического использования. Сб. 5, Тр. I Всесоюзного гидрогеологического съезда, ОНТИ, 1934.
- 52. Огильви Н. А., инж. К вопросу о радиоактивности цхалтубских минеральных вод. Сб. трудов Ин-та курортологии Главкурупра НКЗ Грузинской ССР, Тбилиси, 1938.
- 53. Основы курортологии, т. I, ч. I (Общие основы бальнеологии), Госмедиздат, 1932.
- 54. Основы курортологии, т. II, ч. II (главы I, II и III о сущности действия и применения минер. вод), Биомедгиз, 1934.
- 55. Палей П. Н. Свободный сероводород в мацестинских водах. Тр. Центр. ин-та курортологии, т. IV, 1932.
56. Палей П. Н. Физико-химическое изучение минеральных вод и лечебных грязей. Тр. Центр. ин-та курортологии, т. V, 1934.
- 57. Палей П. Н. О принципах оценки газовых вод. Сб. Центр. ин-та курортологии, Биомедгиз, 1937.
58. Палей П. Н., Бахман В. И., Прокофьева Е. Ф. Химические исследования источников Талги и Рычал-су. Тр. Центр. ин-та курортологии, т. VII (Дагестанская экспедиция), Ростов н/Д, 1934.
- + 59. Пийп Б. И. Термальные ключи Камчатки. Изд. АН СССР, 1937.
- 60. Посохов Е. В. и Калинин С. К. Спектроскопическая характеристика термальных и холодных источников и горных рек Восточного Казахстана. Изд. АН СССР, серия геологическая, № 6, 1943.
61. Пресняков Е. А. Геологический очерк окрестностей курорта Молоковка близ Читы. Материалы по геологии и полезным ископаемым Восточной Сибири, вып. 3, Иркутск, 1930.
- 62. Природные газы СССР. Сб. Гелиогазразведки под ред. В. Д. Голубятникова и В. И. Рейнеке, ОНТИ, 1935.
- 63. Прокопенко Н. М. Термальные источники среднего и восточного Тянь-Шаня. Материалы по геологии и геохимии Тянь-Шаня, ч. I. Тр. К. Э. И. АН СССР, серия киргизская, вып. 30, 1930.
64. Прокопенко Н. М. Газовые выделения Тянь-Шаня и Памира. Тр. Памирской экспедиции АН СССР, вып. I(II), 1932.
- 65. Прокопенко Н. М. Термы Памира. Памирская экспедиция, 1930 г. Тр. СОПС АН, вып. I(II), 1932.
- 66. Прокопенко Н. М. Термы центрального Тянь-Шаня. Материалы по геологии и геохимии Тянь-Шаня. Тр. СОПС АН, серия Киргизская, вып. 2, ч. III, 1933.
67. Пугинов И. М. Инструкция по организации бальнеологического хозяйства на курортах (литографированное издание Главкурупра Наркомздрава СССР), 1938.
68. Пчелин Н. С. Минеральные воды Московской области. Тр. Московского геологического-геодезического треста. Вып. II, 1935.
69. Резников А. И. и Муликовская Е. П. Анализ природных вод и грязей. «Анализ минерального сырья», ОНТИ, 1936.
70. Савченко В. П. К вопросу о геохимии гелия. Сб. «Природные газы», № 9, 1935.
71. Сборник трудов Бальнеологического ин-та на КМВ. О Краинском курорте, т. X, Пятигорск, 1931.
72. Сергеев М. В. Минеральные воды. Каптаж. Госмедгиз, 1931.
73. Силин-Бекчурин А. И. К вопросу интермиттенции буровых скважин с газующей минеральной водой. Тр. Геологического ин-та АН СССР, т. IX, 1939.

74. Славянов Н. Н. Эволюция инженерной мысли в создании каптажей минеральных источников. «Курортное дело», № 2, 1928.
75. Славянов Н. Н. Инструкция по регистрации минеральных источников. Сб. «Методы исследования и опробования жидких полезных ископаемых», ОНТИ, 1932.
76. Славянов Н. Н. Эквивалентная форма выражения анализов вод и ее применение. ОНТИ, Геолразведиздат, 1932.
77. Славянов Н. Н., Груше П. А., Машковцев С. Ф., Карстенс Э. Э., Сарычева Т. Г., Лидин Г. Д., Макаренко Ф. А. «Термы и газы Тянь-Шаня». Сб. СОПС АН СССР, 1938.
78. Старик И. Е. Радиохимический анализ. Сб. «Анализ минерального сырья», ОНТИ, 1936.
79. Старик И. Е. Вопросы геохимии урана и радия. Сб., посвященный 50-летию научной и педагогической деятельности акад. В. И. Вернадского, 1936.
80. Старик И. Е. Радиоактивные методы определения геологического времени. ОНТИ, 1938.
81. Старик И. Е. Радиологическое изучение района Кавказских Минеральных Вод. Изв. АН СССР, Отд. химич. наук, № 6, 1943.
82. Сулин В. А. Воды нефтяных месторождений. ОНТИ, 1935.
83. Тагеева Н. В. Геохимические исследования на о. Челекене. О происхождении нефтяных вод. Тр. Ломоносовского ин-та АН СССР, 1934.
84. Толстихин Н. И. К вопросу о графическом изображении анализов воды. Сб. «Опробование месторождений полезных ископаемых», 1932.
85. Толстихин Н. И. Нумерация природных вод. «Пробл. сов. геол.», № 8, 1937.
86. Толстихин Н. И. Провинции минеральных вод СССР. «Пробл. сов. геол.», № 3, 1938.
87. Толстихин Н. И., Ернштед А. Ф. и Попова А. И. Минеральные источники гранитных массивов СССР. Сб. ЦНИГРИ, посвященный 45-летию научной деятельности П. Д. Погребова, ОНТИ, 1937.
88. Урысон В. О и Егоров В. Д. Электрическая разведка минеральных вод в районе с. Большие Соли, Ивановской обл. Изв. Моск. геол.-гидро-геодез. треста, ОНТИ, 1935.
89. Успенская Н. Ю. 1. Талгинский нефтеносный район в Дагестане. 2. Минеральный источник Талги в Дагестане. Тр. Геол. службы Грознефти, вып. 3, ОНТИ, 1936.
90. Ферсман А. Е. Геохимические и минералогические методы поисков полезных ископаемых. Изд. АН СССР, 1939.
91. Хитаров Н. И. и Муликовская Е. П. К геохимии рудничных вод сульфидных месторождений. «Пробл. сов. геол.» № 8, 1936.
92. Чирвинский П. Н. Палеогидрология. «Пробл. сов. геол.» № 8, 1933.
93. Швецов П. Ф. Некоторые данные к характеристике горячих минеральных источников Чукотки. «Вопросы курортологии», 1930.
94. Шишочкин В. П. Графико-аналитические методы исследования вод источников и буровых скважин. «Нефт. и сланц. хозяйство», т. VIII, № 2, 1925.
95. Шишочкин В. П. Аналитические и графические методы исследования сложных равновесных систем. Изв. ин-та хим. анализа АН СССР, т. III, вып. 1, 1926.
96. Штильмарк В. В. Краткий очерк гидрохимических полей минеральных вод Европейской части РСФСР. Сб. трудов Горьковского физиотерапевтического ин-та. вып. II, Горький, 1938.
97. Щелкачев В. Н. Основы подземной нефтяной гидравлики. Гостоптехиздат, 1945.
98. Щепотьева Е. С. К методике измерения радиоактивности. Вакуумный метод измерения содержания радона в водах и газах. ДАН СССР, т. X, I, № 4, 1943.
99. Щепотьева Е. С. О некоторых явлениях миграции радиоэлементов при соприкосновении вод и пород. Изв. АН СССР, Отд. химич. наук, № 1, 1944.
100. Щукарев С. А. Попытка общего обзора грузинских вод с геохимической точки зрения. Тр. Центр. ин-та курортологии, т. V, 1934.

- 101) Шукарев С. А. Сульфидные воды СССР. Сб. «Физико-химия минеральных вод и лечебных грязей», Центр. ин-т курортологии, Биомедгиз, 1937.
102. Armand L. Etudes des sources gazeuses et particulièrement des sources obtenues par forage dans le bassin de Vichy. Ann. de l'Inst. d'Hydrol. et de Climat., IX (f. 2—No. 3), 1934.
103. Astr G. La nation de plis forcés pyrénéens et la diversité qui en découle pour les failles thermominérales. Ann. de l'Inst. d'Hydrol. et de Climat., VI, No. 3, Paris, 1929.
104. Clarke F. W. The Data of Geochemistry. Wach., 1924.
105. Deutsches Bäderbuch. Leipzig, 1907.
106. Clarence N. Fenner. Bore-Hole Investigations in Yellowstone Park. The Journal of Geology. February-March, 1936, v. XLIV, No. 2.
107. Genser C. Radioaktive Heilquellen in Deutschland. Ztschr. d. Deutsch. Geol. Gesellschaft, B. 85, No. 7, 1933.
108. Handbuch der Balneologie, B. I, Leipzig, 1916.
109. Hümmel K. Beziehungen der Mineralquellen Deutschlands zum jungen Vulkanismus. Mit 4 Abb., Ztschr. für prakt. Geol., H. 1—2, 1930.
110. Jacquot E. et Willm. Les sources minérales de la France, Paris, 1904.
111. Journal of Geology, vol. XXXII, 1924, Nos. 3, 4, 5, 6. (Статьи о происхождении температур горячих источников США). A. Day a. E. Allen, C. Van-Orstrand, O. Meinzer, E. Zies, F. Watson, J. Brown, K. Bryan и др.).
- 112) L a u n a y—D e L. Recherche, captage et aménagement des sources thermo-minérales. Paris, 1899.
113. Lehrbuch der Bäder und Klimaheilkunde. Herausgegeben von Prof. Dr. H. Vogt. Erst. Teil, Berlin, 1940. (Статьи R. Kampe, G. Knetsch, Wollman, W. Zörkendörfer).
114. Moret Léon et Schneider Georges. Idées nouvelles sur le problème géologique de l'origine des sources thermo-minérales d'Aix-les-Bains (Savoie). Travaux du Laboratoire de géologie, vol. XVIII, L'université de Grenoble, 1936.
115. Oesterreichisches Bäderbuch. Wien, 1928.
116. Scherrer Arnold (Bad Ems). Die natürlichen Grundlagen für die Fassung einiger westdeutschen Mineralquellen. Ztschr. d. Deutsch. Geol. Gesellschaft, H. 7, B. 85, 1933.
117. Schneider K. Beiträge zur Theorie der heißen Quellen. Geol. Rundsch., B. IV, H. 2, Leipzig, 1913.
118. Stiny J. Zur Vorausbestimmung der Erdwärme im Bauwesen besonders in Stollen und Tunneln. Geologie und Bauwesen, H. 2, 1933 (литографированный перевод на русский язык имеется в изданиях библиотеки ЦНИГРИ).
119. W a g n e r V. Die Herkunft der erdmuriatischen Kochsalzquellen der Bäder Kreuznach und Münster a/Stein und ihre Beziehungen zur Tektonik des Mainzer Beckens. Ztschr. d. Deutsch. Geol. Gesellschaft, B. 85, Nr. 7, 1933.
-

КАРТОЧКА ДЛЯ РЕГИСТРАЦИИ ВЫХОДА МИНЕРАЛЬНОЙ ВОДЫ

№ _____ (по карте и каталогу)	Район	Название объекта			Населенный пункт	Абсолютная отметка над уровнем моря	Географические координаты (от Гринвича)
		Средний	Максимальный	Минимальный			
Дебит (в литрах в сутки) Дата					Отношение	$\frac{\text{макс.}}{\text{мин.}}$	Способ измерения
Температура воды и воздуха °C Дата					Отношение	$\frac{\text{макс.}}{\text{мин.}}$	Способ измерения
Характеристика геоморфологии участка выхода и четвертичных отложений с указанием их мощности							
Стратиграфическая и литологическая характеристика горизонта, с которой связан выход воды							
Геологическая структура (точная характеристика тектонического элемента, с которым связан выход воды)						Диаграмма трещиноватости на участке выхода	

Общая физико-химическая характеристика Формула Курлова			Газовый состав:	Диаграмма Роджерса	Характеристика свойств по Пальмеру																															
			H ₂ S _____	100	<table border="1"> <tr><td> </td><td> </td><td> </td></tr> <tr><td> </td><td> </td><td> </td></tr> <tr><td> </td><td> </td><td> </td></tr> <tr><td> </td><td> </td><td> </td></tr> <tr><td> </td><td> </td><td> </td></tr> <tr><td> </td><td> </td><td> </td></tr> <tr><td> </td><td> </td><td> </td></tr> <tr><td> </td><td> </td><td> </td></tr> <tr><td> </td><td> </td><td> </td></tr> <tr><td> </td><td> </td><td> </td></tr> </table>																															
			CO ₂ _____	90	S ₁																															
			CH ₄ _____	80	S ₂																															
Особенности физико-химического состава (микроэлементы)			N ₂ редкие газы _____	70	S ₃																															
			100,00%	60	A ₁																															
	Эманация радия (радон) в воде . . . в газе . . .	Содержание радия	Дебит газа . . .	50	A ₂																															
Радиоактивность			Отн. дебит газа / дебит воды	40	A ₃																															
			Дата _____	30	100,00%																															
				20																																
				10																																
				0																																
Характеристика отложений источников (гравитины и т. д.)																																				
Состояние выхода и каптажного сооружения																																				
Состояние изученности данного объекта. Литература																																				
Примечание																																				

Дата заполнения карточки _____

Карточку заполнил _____
Проверил _____

ФОРМЫ ДОКУМЕНТАЦИИ ПРИ БУРОВЫХ РАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТАХ
НА МИНЕРАЛЬНЫЕ ВОДЫ

Курорт _____

Форма № 1

Гидрогеологическая
группа _____

_____ 19__ г.

Проект _____

скважины № _____

Абс. отметка устья _____

Участок _____

Цель бурения _____

Предполагаемый геологический разрез			Предполагаемые гидрогеологические условия			Проектная конструкция		Примечание
наименование горизонтов	глубина, м		№ водоносн. горизонтов	характеристика водоносного горизонта (мощность, дебит, напор)	глубина, м	Глубина опускания труб, м	Диаметр, мм	
	от	до						

Задания к %/о керна	Объем гидрогеологических наблюдений	Условия тампонажа труб

Проект составил _____

Утвердил _____

РАПОРТ

О ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЯХ
ПРИ ПРОХОДКЕ БУРОВОЙ СКВАЖИНЫ

№ _____ за _____ 194 _____ г.

Диаметр скважины _____

Участок _____

Смена	Проходка, м			Взято керна		Порода	Спущены трубы	
	от	до	всего	длина	0/0		диаметр, мм	до глубины, м
1								
2								
3								
Всего:								

Наблюдения

При глубине скважины, м	Время выстания	Уровень воды ниже пола, м	Температура °С № термометра			Условия наблюдений
			у забоя	у истока	время стояния термометра	

Сведения об откачке

Способ откачки	Производительность насоса	Продолжительность откачки	Откачено из скважины литров	Уровень понижения, м		Уровень восстановления, м			Примечание
				от	до	от	до	время подъема	

Взята проба воды №

Способ и условия взятия пробы

Измерение дебита: емкость сосуда

время накопления

Дебит воды в л/сутки

С отметки

Дополнительные замечания (указать технические моменты, повлиявшие на наблюдения, состояние скважины, промывки, неполадки и т. д.)

Особенности керна

С трещины и т. д.

С глубины

Порода

Взят образец №

Примечание. Один экземпляр рапорта ежедневно передается в контору.

Коллектор

СВЕДЕНИЯ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ РАЗРЕЗЕ ПО БУРОВОЙ СКВАЖИНЕ № _____

(Составляются на основе обработки журналов, ведущихся при проходке скважины и изучении образцов кернов)

Вертикальная, наклонная, под углом _____ к вертикали, по азимуту _____

Местоположение _____

Абсолютная отметка устья _____

Способ бурения _____

Скважина начата _____ Окончена _____

Начальный диаметр _____ Конечный диаметр _____

Общая глубина скважины _____ Горизонтальная проекция _____

При бурении пройдены следующие породы:

№ п/п	Стратиграфический горизонт	Описание пород	Мощность слоя в буровой, м			Вертик. проекция, м	Абс. отм. пласта, м		Средний процент выхода керна	Примечание (гидрогеологическая характеристика пород, трещиноватость и т. д.)
			от	до	всего		от	до		
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11

Район

№

ПАСПОРТ КАПТАЖНОГО СООРУЖЕНИЯ

1. Наименование минерального источника
2. Тип каптажного сооружения (колодец, буровая скважина, штольня и т. д.)
3. Глубина (база) каптажа и глубина вскрытия (т. е. забой скважины) по наклону, по вертикали
4. Абсолютная отметка над уровнем моря:
 - а) площадки у каптажа
 - б) места отвода и самоизлива
 - в) базы каптажа (башмак трубы, основания колодца и т. д.)
5. Химическая характеристика (тип воды)
Формула состава
6. Геоморфологическая характеристика участка (элемент рельефа, на котором расположен каптаж, высота над рекой, расстояние от ближайших ориентиров)
7. Геологические условия участка каптажного сооружения (коренные породы и четвертичные отложения, их залегание, тектоника, состав и мощность)
8. Гидрогеологическая характеристика:
 - а) глубина залегания водоносной зоны или горизонта
 - б) мощность водоносной зоны (горизонта) по разрезу, в м
 - в) пьезометрический уровень (с указанием способов замера)
9. Дебит источника (литры в сутки):
 - а) в момент обследования (с указанием условий замера)
 - б) средний суточный (за год)
 - в) максимальный (с датой)
 - г) минимальный (с датой)
 - д) интермиттенция
 - е) удельный дебит
 - ж) дебит газа (для газовых источников)
10. Температура воды источника (колодца и т. д.)
 - а) средняя
 - б) максимальная
 - в) минимальная

11. Условия производства контроля за режимом источника (колодца и т. д.) с приложением схемы:
 - а) расстояние от каптажного сооружения
 - б) способ контроля
 - в) состояние источника
12. Условия эксплуатации источника (отвод, бассейны и т. д.)
13. Работы по каптажу (ремонт, переоборудование каптажа в связи с изменением условий эксплуатации, уровня истечения и т. д.)

Дата		Руководитель работ	Объем работ	Описание выполненных работ
Начало	Окончание			

14. Дефекты, отмеченные при паспортизации (с приложением акта):
 - а) засорение каптажного сооружения (посторонними предметами)
 - б) заиливание
 - в) разрушение труб (стенок колодца, штольни)
 - г) утечка из каптажа
 - д) загрязнение
 - и т. д.

Паспорт заполнил:

« » 194 . . . г.

Курорт:

Проверил:

Примечание. К паспорту необходимо приложить:

1. Чертеж каптажного сооружения (2 вертикальных, 1 горизонтальное сечение)
2. Выкопировку из топографического плана участка источника
3. Детальный геологический разрез
4. Таблицу химического анализа (наиболее точного и полного)
5. Графики дебита, температур и химического состава (по возможности)
6. Сведения о закреплении
7. Акт о замеченных дефектах
8. Список литературных и рукописных материалов об источнике
9. Все материалы, чертежи и графики (по усмотрению лица, производящего паспортизацию).

СВЕДЕНИЯ
О ЗАКРЕПЛЕНИИ КОЛОДЦА, ШТОЛЬНИ

Дата		Размеры (сечение, длина, глубина)	Способ проходки	Крепление (с указани- ем материа- ла)	Облицов- ка	Водоот- вод	Приме- чание
нача- ло	конец						

Дата:

Подпись:

СВЕДЕНИЯ О ЗАКРЕПЛЕНИИ СКВАЖИНЫ

№ ко- лонн	Дата опу- ска- ния	Диаметр, мм		Длина ко- лон- ны, м	Глубина опускания, м	При какой глубине опущены трубы, м	Материал труб (железные, чугу- нные, асбоцемент- ные)	Там- понаж
		про- ходки	обсад- ных труб					
I								
II								
III								

Дата:

Подпись:

«УТВЕРЖДАЮ»

Народный Комиссар Здравоохранения Союза ССР

16/VI-1940 P

ИНСТРУКЦИЯ

ПО ПРИМЕНЕНИЮ «ПОЛОЖЕНИЯ О САНИТАРНОЙ ОХРАНЕ КУРОРТОВ И МЕСТНОСТЕЙ ЛЕЧЕБНОГО ЗНАЧЕНИЯ»

I. Общие положения

1. Согласно пп. 2 и 4 «Положения о санитарной охране курорта и местностей лечебного значения», одобренного постановлением СНК Союза ССР от 10 апреля 1940 г. за № 500, на курортах и местностях лечебного значения устанавливается санитарная охрана в отношении:

- а) минеральных вод, грязевых и соленых озер, лиманов, а также месторождений торфа и нафталанов, потребляемых для лечебных целей;
- б) пресных и других вод, влияющих в качественном и количественном отношении на лечебные факторы, указанные в разделе «а» этого пункта;
- в) прибрежных полос морей, озер, рек и их пляжей;
- г) чистоты воздуха и оздоровления его;
- д) чистоты почвы и оздоровления ее;
- е) лесных массивов, парков, прочих зеленых насаждений и травяной растительности;
- ж) климатических станций, кумысолечебниц и прилегающих к ним территорий;
- з) гор, скал, пещер и недр в пределах округа санитарной охраны курорта или лечебной местности;
- и) искусственных сооружений в пределах курорта или лечебной местности, предназначенных для использования сохранения и улучшения природных лечебных свойств курорта или лечебной местности.

2. Для осуществления санитарной охраны курортов и местностей лечебного значения устанавливаются округа и зоны санитарной охраны их. Округа и зоны санитарной охраны имеют своей целью создание условий, способствующих сохранению в неизменном виде физических, химических, санитарных и лечебных свойств, имеющихся на курортах или лечебных местностях, природных лечебных факторов, а также дальнейшее улучшение их на основе достижений современной техники.

3. Границы округов охраны на курортах и местностях лечебного значения устанавливаются постоянные и временные.

4. Постоянные округа санитарной охраны могут быть установлены на тех курортах и отдельных местностях лечебного значения, а также на отдельно расположенных грязевых озерах, которые достаточно хорошо изучены в геологическом, гидрогеологическом и в санитарном отношении; в противном случае округа охраны могут быть установлены только временные.

5. Составлению проекта округа санитарной охраны курорта или лечебной местности должно предшествовать:

- а) предварительное ознакомление с имеющимися материалами о курорте или лечебной местности;
- б) геолого-гидрогеологическое изучение всего района курорта;
- в) санитарное изучение района курорта или лечебной местности с прилегающей территорией.

6. Геолого-гидрогеологическое изучение района в результате должно дать его геологическое строение в форме планов и разрезов с соответствующими пояснениями, условия формирования и выхода на поверхность минеральных и пресных источников, а также образования грязевых и соленых озер, условия циркуляции подземных минеральных и пресных вод, взаимосвязь между ними, а также с поверхностными и почвенными водами и другие данные, необходимые для обоснования установления границ округа охраны и отдельных его зон.

7. При санитарном изучении для проектирования округа санитарной охраны курорта или лечебной местности необходимо иметь:

а) анализ демографических данных в населенных пунктах исходящих округ, заболеваемость и особенно инфекционная.

б) санитарную характеристику водоемщиков, озер и других водных лечебных факторов курорта или лечебной местности;

в) санитарное изучение и характеристику метеорологических и климатических факторов района курорта или лечебной местности;

г) выявление или установление объектов и моментов, способствующих загрязнению почвы, воды и воздуха;

д) подробное санитарное изучение объектов и моментов, способствующих загрязнению почвы, воды и воздуха, с производством необходимых анализов;

е) выявление отдельных территорий, неблагоприятных в санитарном отношении.

На основании этих материалов должно быть дано санитарное описание округа санитарной охраны с указанием санитарных требований по оздоровлению территорий, которые должны быть согласованы с местным органом Госсанинспекции, а при отсутствии такового — с краевой (обл.) Госсанинспекцией.

8. При установлении округа санитарной охраны курорта или лечебной местности надлежит предусмотреть развитие округа или лечебной местности в дальнейшем, а также развитие народного хозяйства как на территории округа, так и на прилегающих территориях.

9. На тех курортах и лечебных местностях, для которых еще не установлен округ санитарной охраны, впредь до производства гидрогеологических и санитарных изысканий, необходимых для установления постоянного округа санитарной охраны, устанавливаются согласно п. 6 «Положения» временные округа санитарной охраны в естественных геоморфологических границах на основе рекогносцировочных геологических и санитарных исследований, но радиусом не менее 2—3 км от места нахождения лечебных факторов, с указанием режима в этих округах для отдельных территорий.

Временные округа санитарной охраны, согласно п. 6 «Положения», устанавливаются сроком на 1 год.

10. Каждый округ санитарной охраны разделяется по степени важности охраны на три зоны.

11. В первой зоне округа санитарной охраны курорта или лечебной местности должно быть произведено полное санитарное обследование всех имеющихся объектов.

Во второй зоне охраны должны быть произведены подробные санитарные обследования всех загрязнителей почвы, воды и воздуха (все неканализованные домовладения, все промпредприятия и объекты, загрязняющие в той или иной степени почву, водоемы и воздух).

В третьей зоне проводится санитарное обследование территории и объектов по согласованию с местной Госсанинспекцией.

12. Одновременно с установлением постоянных округов и зон санитарной охраны должны вырабатываться и конкретные мероприятия по санитарному оздоровлению территории округа и отдельных зон охраны, а также сроки и очередность выполнения этих санитарных мероприятий.

13. Границы округов и зон санитарной охраны должны быть, по возможности, приурочены к естественным границам и обозначены в натуре столбами, устанавливаемыми за счет организаций, владеющих курортом или лечебной местностью.

II. Порядок составления и представления проектов постоянных округов и зон санитарной охраны

14. Проект округа и зон санитарной охраны курортов и местностей лечебного значения и работы, связанные с составлением этого проекта, производятся за счет средств организаций, владеющих курортом или лечебной местностью.

15. Для составления проекта округа или зон санитарной охраны курорта или лечебной местности должна быть изготовлена топографическая карта и произведены работы по гидрогеологическому и санитарному изучению курорта. В результате этого изучения должна быть составлена детальная гидрогеологическая карта в масштабе для I и II зоны охраны — 1:10 000 или 1:25 000, а для третьей зоны в масштабе 1:50 000 или 1:100 000.

Границы зон санитарной охраны должны наноситься на топографической карте курорта, причем границы I зоны охраны должны вычерчиваться линиями красного цвета, II зоны — синего и III — желтого цвета.

16. Для установления границ округа санитарной охраны климатических и кумысных курортов должно быть произведено предварительное тщательное изучение климата и санитарных условий, а также прибрежных морских, речных полос, пляжей и окружающих лесных и степных территорий.

17. Составленный проект округа и зон санитарной охраны дополняется пояснительной запиской, дающей гидрогеологическое и санитарное обоснование устанавливаемых границ, а также планом основных санитарно-оздоровительных мероприятий, необходимых для санитарного оздоровления курорта или местности лечебного значения со стороны их выполнения.

18. Проект округа и зон санитарной охраны курорта или местности лечебного значения согласовывается с органами Госсанинспекции и горного надзора (в лице Горно-технической инспекции) и направляется Курортным управлением Наркомздрава, а при отсутствии такового — Наркомздравом Республики, не имеющей областного деления, или краевым (обл.) Здравоотделом в 3 экз., совместно с планом основных санитарно-оздоровительных мероприятий и со сроками их выполнения, в Местный Исполком Совета Депутатов Трудящихся или СНК Автономной Республики, которые после согласования представляют его в Наркомздрав Союза или Союзной Республики по принадлежности.

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
От автора	3
Глава I. Краткая история изучения и эксплуатации минеральных вод	4
Глава II. Гидрохимия минеральных вод	13
Общие положения	13
Форма выражения анализов минеральных вод	16
Электропроводность	17
Физико-химическое изучение минеральных вод	18
Концентрация водородных ионов	18
Определение соотношения форм слабых кислот	19
Понятие об активности ионов, ионной крепости раствора и расчеты насыщенности	22
Химические классификации минеральных вод	26
Формирование химического состава минеральных вод	31
Смещение вод	36
Метаморфизация вод	39
Обогащение микроэлементами	44
Глава III. Газовый состав минеральных вод	49
Классификация природных газов	49
Происхождение природных газов	49
Закономерности распространения природных газов	56
Свободно выделяющиеся и растворенные газы	57
Форма выражения анализов газа	61
Соотношение газового и химического состава вод	61
Глава IV. Температура минеральных вод	66
Тепловой баланс земной коры	66
Тепловые свойства горных пород	69
Температурные волны во внешней оболочке земной коры	70
Определение пояса постоянных температур	73
Геотермический режим ниже пояса постоянных температур	74
Происхождение температур термальных источников	77
Классификация минеральных вод по температурам	80
Взаимосвязь температуры и химического состава минеральных вод	82
Глава V. Геологические условия залегания минеральных вод	86
Общие закономерности распространения минеральных вод	86
Геологические структуры районов минеральных вод	90
Месторождения минеральных вод	96

Глава VI. Углекислые воды	103
Общие сведения об углекислых водах и их распространении	103
Динамика углекислых вод и методы ее изучения	107
Химический состав и основные типы месторождений углекислых вод	115
Описание наиболее типичных месторождений углекислых вод	118
Кавказские минеральные воды	118
Боржом	122
Арзни	123
Центральное плато Франции	125
Рейнская область	127
Богемский массив	129
 Глава VII. Сероводородные воды	 132
Общие положения	132
Метод определения сероводорода в минеральных водах (уравнение Ауэрбаха)	135
Химический состав и типы месторождений сероводородных вод	137
Описание наиболее типичных месторождений сероводородных вод	140
Мацеста	140
Талги	146
Копет-дагская термальная зона	148
Сероводородные воды Русской платформы	149
Псекупс	150
Экс-ле-Бэн	152
Пиренеи	155
 Глава VIII. Радиоактивные воды	 158
Общее понятие о радиоактивности подземных вод	158
Классификация радиоактивных вод	161
Методы определения радиоактивности воды и газа	161
Геологические условия формирования радиоактивных вод	165
Химический состав и типы месторождений радиоактивных вод	170
Описание наиболее типичных месторождений радиоактивных вод	172
 Глава IX. Методика гидрогеологических работ на минеральных водах	 180
Общие методические указания к производству работ	180
Регистрация минеральных источников	183
Термометрическая разведка минеральных вод	185
Эманиационная съемка	188
Документация при буровых разведочных работах на минеральную воду	190
Подсчет ресурсов минеральных вод	193
Наблюдения за режимом минеральных вод	194
Факторы, влияющие на режим минеральных вод	194
Особенности режима минеральных вод	199
Определение возраста воды по методу Савченко	202
Организация контроля за режимом минеральных вод	203
 Глава X. Каптаж минеральных вод	 206
Общие положения	206
Элементы каптажа	210
Требования к устройству рационального каптажа	216
Трубопроводы	218
Установление зон санитарной охраны минеральных вод	221
Литература	222
Приложения	227



ОПЕЧАТКИ

Страница	Строка	Напечатано	Следует читать	По чьей вине
15	Таблица 2, 1 графа, 3 строка снизу	(H ₂ BO ₃)	(HBO ₂)	Автора
20	16 сверху	$\frac{[H][A^{n-1}]}{[HA^{n-1}]} = Kn$	$\frac{[H][A^n]}{[HA^{n-1}]} = Kn$	Автора
26	16 сверху	$\frac{[HCO_3]_3}{CO_2} = K$	$\frac{[HCO_3]_3}{[CO_2]} = K$	Автора
45	2 сверху	[33]	[35]	Автора
72	13 сверху	$-\lambda \frac{dT}{dx} \left(T - \frac{dT}{dx} \Delta \cdot x \right)$	$-\lambda \frac{d}{dx} \left(-T \frac{dT}{dx} \Delta x \right) d$	Автора
84	25 сверху	(в ϵ/λ)	(в объемах)	Автора
85	2 снизу	90°	60°	Типографии
109	24 сверху	$dh - \frac{dp}{\alpha} = dp - \alpha dp + n \frac{dp}{p}$	$dh = \frac{dp}{\gamma} - \alpha dp + n \frac{dp}{p}$	Автора
109	27 сверху	Вместо буквы S читать знак интеграла		Корректора
143	12 снизу	$\frac{N_2S}{Cl}$	$\frac{H_2S}{Cl}$	Корректора
195	Таблица 30 в графе	Категорий читать: „В — предполагаемые“		Типографии

Цена 12 руб.

8392