

Н.И.ТОЛСТИХИН
Е.В.ПОСОХОВ

МИНЕРАЛЬНЫЕ ВОДЫ

Учебное пособие

Ленинград 1975

Министерство высшего и среднего специального образования
РСФСР

Ленинградский ордена Ленина, ордена Октябрьской Революции
и ордена Трудового Красного Знамени горный институт
им. Г.В. Плеханова

Н.И. ТОЛСТИХИН
Е.В. ПОСОХОВ

М И Н Е Р А Л Ь Н Ы Е В О Д Ы

Учебное пособие

Ленинград

1975

В предлагаемом учебном пособии приводится классификация минеральных вод (МВ), характеристика их химического и газового состава, рассматриваются вопросы генезиса, закономерности формирования и размещения, провинции минеральных вод СССР. Описаны наиболее типичные месторождения МВ.

Учебное пособие составлено по лекциям Н.И.Толстихина, прочитанным в Ленинградском горном институте, и лекциям Е.В.Посохова, прочитанным в Новочеркасском политехническом институте. Подготовленное таким образом учебное пособие представляет собой единый курс и соответствует учебной программе.

Книга предназначена для студентов гидрогеологической специальности и будет полезна тем, кто интересуется минеральными водами.

Для студентов специальности "Инженерная геология и гидрогеология" настоящее учебное пособие не заменяет курса методики гидрогеологических исследований, а дополняет его данными о специфических особенностях исследований минеральных вод и грязей.

Авторы выражают искреннюю благодарность рецензентам — доктору геолого-минералогич. наук Е.А.Баскову, профессору В.М.Максимову и зав. кафедрой гидрогеологии и инженерной геологии ИПИ В.М.Степанову за ценные поправки и замечания, профессору Г.В.Илларионовой, профессору Г.Ф.Новикову и ст.науч. сотр. В.Н.Щемякину — за помощь в работе и консультации.

Авторы отмечают также большую помощь в просмотре и подготовке рукописи к печати начальника РИО ЛПИ Н.В.Левенберг.

Авторы будут признательны всем лицам и организациям за товарищескую критику, которая может в дальнейшем улучшить настоящую работу при подготовке второго издания.

Глава I

ПОНЯТИЕ О МИНЕРАЛЬНЫХ ВОДАХ И КРИТЕРИИ ИХ ОЦЕНКИ

1. Определение понятия

К минеральным водам (МВ) в широком понимании слова относятся подземные и поверхностные природные воды лечебные, промышленноценные и теплоэнергетические.

Лечебными называются такие воды, которые вследствие своих физических и химических особенностей оказывают благотворное целебное воздействие на человеческий организм: например, углекислые, сероводородные и др.

К промышленноценным (промышленным) относятся воды, из которых могут быть рентабельно извлечены компоненты, полезные в народном хозяйстве (поваренная соль, бром, йод, бор и др.).

К теплоэнергетическим относятся горячие воды, тепло которых можно использовать для теплофикации, строительства термоэлектростанций и других тепловых установок: например, Паратунские и Паужетские термальные воды Камчатки, Тальские Магаданской области, некоторые горячие воды Курильских островов.

Для отнесения природных вод к минеральным разрабатываются специальные критерии.

2. Оценка МВ

Наряду с обычными пресными водами, которые повсеместно используются как питьевые, водопойные, хозяйственные, технические, в природе существуют такие разнообразные по своим свойствам природные воды, которые не всегда могут или совсем не могут быть использованы для указанных целей. Среди этих вод холодные и горячие воды лечебного, промышленного или теплоэнергетического значения. Такие воды на-

зываются минеральными^х, а все другие воды Земли — неминеральными.

Минеральные воды не следует путать с минерализованными. В широком смысле слова все воды в природе в той или иной мере минерализованы, начиная со снеговых и дождевых и кончая рассолами. В узком смысле слова к минерализованным относят воды с концентрацией солей свыше 1–2 г/л. Такие воды часто находятся среди грунтовых вод аридных областей и в верхних артезианских водоносных горизонтах. Среди них встречаются как лечебные, так и другие МВ, но большинство их к минеральным не относится. Вместе с тем среди МВ имеются и такие, концентрация солей в которых меньше 1 г/л.

Исходя из принципа единства природных вод Земли, согласно В.М.Севрину и В.И.Вернадскому, к минеральным следует отнести: 1) минеральные озера с их лечебными минеральными и торфяными грязями; с рапой, имеющей промышленное или лечебное значение; океаны, моря, лиманы с их пляжами; 2) минеральные подземные воды с их отложениями — охры, туфы и некоторые рудничные воды; 3) воды и грязи грязевых вулканов.

Минеральные озера и грязи, подземные минеральные воды с их отложениями составляют гидроминеральные ресурсы нашей Родины. На базе разведанных месторождений МВ построены курорты, санатории, заводы по розливу МВ, извлечению полезных компонентов, добыче солей, теплоэлектростанции и т.п.

Если МВ и их отложения имеют такое большое значение и широкое применение, то естественно возникает вопрос — по каким признакам можно выделить МВ и отличить их от других, неминеральных вод? Что же такое минеральная вода?

Известный специалист в области изучения минеральных лечебных вод профессор А.Н.Огильви^{хх} в 1932 г. писал, что мы не знаем признаков ни химических, ни физических, ни геологических, которые позволили бы ясно и точно определить это понятие. Несмотря на то, что термин "минеральные воды" вошел в литературу еще в XVI веке, до настоящего времени не удалось дать четкого научно сформулированного его определения. Не существует какого-то характерного единого признака, который бы легко отличал минеральную лечебную воду от обычной пресной или солевой. Ценность любой минеральной лечебной воды заключается в ее лечебных свойствах и, казалось бы, этот признак следует положить в основу. Действительно, некоторые крупные врачи-бальнеологи предлагали вообще отказаться от термина "минеральная вода", заменив его термином "лечебная вода", "целебная вода". Но эти попытки не имели большого успеха. Ведь в таком случае пришлось бы называть лечебной обыкновенную водопроводную воду, употребляемую с лечебной целью в виде

^х Некоторые исследователи под минеральными подразумевают только воды лечебного значения. Это слишком узкое понимание термина вряд ли можно признать правильным.

^{хх} А.Н.Огильви, горный инженер, один из создателей учения о лечебных минеральных водах, одним из первых читал курс лекций "Минеральные воды" в Московской горной академии, написал первый в СССР учебник по минеральным водам, оставшийся неопубликованным.

душей и ванн. Еще большие затруднения возникли бы у гидрогеологов при поисках лечебных вод, поскольку это овойство может быть установлено только эмпирическим путем, после испытания воды на больных.

Казалось бы в самом термине "минеральные воды" и кроется ответ. Минеральные — значит содержащие какое-то количество минеральных веществ. Однако природные воды, даже дождевые, не являются дистиллированными^х и содержат какое-то количество растворенных веществ. Все они в той или иной мере минерализованы. Быть может слово "минеральная" означает вода с более высокой минерализацией, чем обычная? Действительно, иногда называли минеральной такую воду, в которой содержание общего количества растворенных веществ превышает 1 г/л. Однако такое определение сугубо формально, ибо известны целебные воды с минерализацией менее 1 г/л и, наоборот, есть воды с более высокой минерализацией, но к минеральным не относящиеся, не имеющие лечебного или промышленного значения.

Известно также, что лечебные свойства природных вод нередко бывают обусловлены присутствием в них в небольшом количестве таких компонентов, которые оказывают на организм человека терапевтическое активное "специфическое" влияние и способствуют излечению от недугов — эти вещества получили название физиологически активных или специфических (например, йод, бром и др.). В некоторых случаях лечебное воздействие на организм человека оказывают заключенные в воде органические вещества (МВ "Нафтуса"). Следовательно, существуют в природе минеральные лечебные воды, лечебное свойство которых обусловлено не минеральной, а органической составляющей. К минеральным лечебным относятся и радоновые воды, оодержащие радон-эманацию радия. По своему общему составу они нередко ничем не отличаются от обычных пресных вод.

Физические признаки, например, температура воды также не всегда являются показателем МВ. Существует большая группа холодных МВ с температурой обычных холодных минеральных вод. Высокая температура воды также не всегда характерна. Природная вода при благоприятных условиях может нагреться лучами солнца до температур свертывания белка (55–75°C). Однако вода, нагретая солнцем, к термальным лечебным и тепло-энергетическим не относится.^{хх}

Геологические и гидрогеологические признаки тоже не всегда могут выделить МВ. Нередко в близких условиях выходят пресные и минеральные источники. К тому же разграничить пресные и минеральные подземные воды не всегда возможно.

На разных этапах геологического изучения МВ высказывалось мнение об их необычной природе и глубинном происхождении. По мере накопления фактов это мнение постепенно рассеялось. Действительно, некоторые ми-

^х Дистиллированные от латинского — *agva destillata* дистиллированная вода. В последнее время стали применять также термин "дистиллированная вода" от французского *distiller* — перегонять. Приоритет должен быть сохранен за латинским *destillata* первым по времени.

^{хх} Такую воду называют геллотермой.

неральные воды, особенно термальные, формируются на больших глубинах, но часто встречаются не менее ценные минеральные источники, связанные с верхними водоносными горизонтами до грунтовых вод включительно — некоторые сероводородные, железистые, радоновые. Существует, наконец, большая группа минеральных озер.

Итак, установить точное определение понятия "минеральная вода" невозможно, если исходить только из ее химических, физических свойств или условий залегания и выхода на поверхность. Для этого необходим комплекс условий и признаков.

3. Признаки МВ

При вдумчивом, внимательном отношении к изучению природных вод в ряде случаев без особого труда, даже во время полевых маршрутов, гидрогеологических исследований МВ можно выделить среди других с достаточной определенностью по внешним признакам: температуре, химическому и газовому составу, радиоактивности и пр.

Внешние признаки. По запаху отличают сероводородные воды иногда на значительном расстоянии от места их выхода; по вкусу — соленые воды и рассолы, углекислые воды (кислые воды, квасы); по бурному выделению пузырьков спонтанного газа в головке источника — углекислые воды: по цвету и составу отложений источников — железистые отложения, охра красно-бурого цвета (признак железистых вод), кремнистые отложения — гейзериты (признак кремнистых вод), белые известковые отложения, травертины, известковые туфы (углекислые кальциевые воды), фтороносные гейзериты (фтористые гидротермы).

Температура. Горячие воды можно выделить по ощущению, а тем более замером температуры. В тихий морозный день горячий Белокурихинский источник виден издали по восходящему столбу белого пара. Отсюда он и получил свое название — Белокуриха.

Химический и газовый состав. По составу воды и растворенных газов выделяются воды содовые, сульфатные, хлоридные, йодистые, бромистые и др.

Опыт народного врачевания или использования воды для выварки поваренной соли. Эти признаки выявляются опросом населения и позволяют установить место выхода минерального источника для постановки на нем контрольных исследований.

Таковы признаки минеральных вод. Однако для обоснованного отношения воды к минеральной необходимы соответствующие испытания и сопоставления полученных данных с принятыми в СССР или других странах нормами.

4. Нормы оценки МВ

Как сказано выше, существуют нормы для оценки минеральных вод и для отнесения вод по этим нормам к лечебным, промышленноценным или теплоэнергетическим.

Н о р м ы о ц е н к и л е ч е б н ы х М В. Так как лечебное действие МВ может быть обусловлено их химическими и газовым составом, физическими свойствами, то предлагаемые бальнеологами определения термина "минеральная вода" сводились к перечислению особенностей, придающих воде лечебные свойства.

Первое наиболее удачное определение принадлежит Л.Грюнхуту. Оно принято в 1911 г. Международной бальнеохимической комиссией с участием представителей Германии, Австро-Венгрии и Швейцарии. Согласно этому определению, ставшему по существу международным, минеральной может называться вода, в которой содержание твердых растворенных веществ составляет более 1 г/л, либо отличается от обычных вод наличием углекислого газа, или других ценных с фармакологической точки зрения ингредиентов, или, наконец, воды с температурой более 20°C. Одновременно Грюнхут указал нижние пределы содержания химических ингредиентов, по которым воду относят к минеральной.

Более удовлетворяет современному уровню знаний о природе минеральных вод определение советских ученых В.В.Иванова и Г.А.Невраева. Лечебными минеральными водами называются природные воды, содержащие в промышленных концентрациях те или иные минеральные (реже органические) компоненты и обладающие какими-либо физическими свойствами (повышенная температура, радиоактивность и др.), вследствие которых эти воды могут оказывать на организм человека лечебное действие, в той или иной степени отличающееся от действия пресных вод [24]. Это определение было принято на специальном совещании представителей республиканских институтов курортологии и физиотерапии в мае 1961 г.

Чтобы отнести воду к минеральной лечебной, необходимо, следовательно, знать, при каких нижних пределах (общей минерализации, химических ингредиентов, газового состава, радиоактивности, температуры) воды приобретают активное значение для человеческого организма. С начала XX столетия зарубежные и советские бальнеологи, бальнеохимики и гидрогеологи разрабатывали критерии оценки МВ. За это время изменились и состав показателей и их величина. В отличие от критериев химического и газового состава, температурный показатель не претерпел существенных изменений. Все авторы за нижний предел температуры, достаточный для отнесения воды к категории минеральной термальной, принимали 20°C. Однако и этот критерий, выработанный для европейских условий, нуждается в пересмотре для стран приэкваториальных (см. главу V), где средняя температура воздуха превышает 20°C, а температура грунтовых и верхних артезианских вод местами свыше 30°C.

Таблица 1

Основные показатели оценки минеральных лечебных вод по В.В.Иванову и Г.А.Невразу [24] (с некоторыми изменениями)

Основные показатели	Нормы оценки МВ, г/л	Подразделение вод, г/л	Наименование вод
Общая минерализация (М), г/л	2,0	< 2,0 2,0-5,0 5,0-15,0 15,0-35,0 35,0-150,0 > 150,0	Минерализация слабая малая средняя высокая Рассольные Крепкие рассольные
Содержание CO_2 свободной (растворенной), г/л	0,5	0,5-1,4 1,4-2,5 > 2,5	Слабо углекислые Углекислые средней концентрации Сильно углекислые (выделяющие спонтанный CO_2 - "газирующие")
H_2S общий ($\text{H}_2\text{S} + \text{HS}^-$), мг/л	10	10,0-50,0 50,0-100,0 100,0-250,0 > 250,0	Сероводородные (сульфидные) слабые средней концентрации крепкие очень крепкие
As, мг/л	0,7	0,7-5,0 5,0-10,0 > 10,0	Мышьяковистые слабые крепкие очень крепкие
($\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+}$), мг/л	20	20,0-40,0 40,0-100,0 > 100,0	Железистые слабые крепкие очень крепкие
Br, мг/л	25		Бромистые
I, мг/л	5		Йодистые
($\text{H}_2\text{SiO}_3 + \text{HSiO}_3^-$), мг/л	50		Кремнистые
Rn эман	50 (14 ед. Махе)	50-400 (14-110) 400-2000 (110-550) > 2000 (> 550)	Радоновые слабые средние высоко радоновые
Реакция воды	-	По В.В.Иванову и По А.Н.Павлову и Г.А.Невразу [24] В.Н.Шемакину [40] 1964 г. 1967 г.	Воды
pH	-	3,5 1,9 3,5-5,5 1,9-4,1 5,5-6,8 4,1-7 6,8-7,2 7 7,2-8,5 7-8,3 8,5 8,3-10,3 > 10,3	сильно кислые кислые слабо кислые нейтральные слабо щелочные щелочные сильно щелочные
Температура, °C	-	< 20° 20-35 35-42 > 42	холодные теплые (слаботермальные) горячие (термальные) ^x очень горячие (высоко термальные)

^x Воды с такой температурой можно назвать хомотермальными, соответствующими температуре человека (Ното - человек, лат.) с температурой ниже 35° - субтермальными, выше 42° - гипертермальными.

Критерии оценки минеральных лечебных вод, одобренные Центральным институтом курортологии и физиотерапии и Советом республиканских институтов курортологии в 1961 г., основаны на лечебных свойствах воды.

Указанными в табл. 1 показателями гидрогеолог должен руководствоваться при поисках и разведке минеральных лечебных вод. К этим нормам не следует относиться догматически. Ценность минеральной воды определяется не только количеством и величиной содержания в ней терапевтически активных компонентов, но и ресурсами воды, ее местоположением, экономическими условиями. Так, при гидрогеологических полевых исследованиях иногда встречаются воды, соответствующие минеральным лечебным. Но пригодность их для лечения определяют только врачи — бальнеологи.

Запретительные критерии. Ряд микрокомпонентов природных вод характеризуется точно установленным токсическим действием на организм человека. Из этих микрокомпонентов только мышьяк используется в определенной дозировке в лечебных целях. Для некоторых микрокомпонентов установлены предельно допустимые концентрации, при превышении которых воду нельзя использовать для питьевого водоснабжения [24]. Такие пределы установлены по данным исследования влияния на человека длительного систематического приема 2–2,5 л воды в сутки. Исходя из того, что длительность приема лечебных МВ не превышает четырех недель (средний срок санаторного лечения), а количество потребляемой воды одним больным в день не превышает 1 л, запретительные критерии можно повысить в три–четыре раза и более.

На основе этих данных В.В.Иванов и Г.А.Невраев установили следующие предельно допустимые концентрации токсических веществ МВ, мг/л: ванадий 0,4; мышьяк 0,2; ртуть 0,02; свинец 0,3; селен 0,05; фтор 5,0; хром 5,0; уран 0,5; радий $5 \cdot 10^{-10}$.

Запретительные критерии должны учитываться как при употреблении питьевых лечебных вод прямо у источника, так и при розливе МВ в бутылки, кроме мышьяксодежащих вод. Превышение критерия по мышьяку запрещает розлив вод, но не исключает использования этих вод на источнике при соответствующем контроле и дозировке.

Таким образом, при получении и использовании лечебных МВ необходимо пользоваться не только основными показателями их оценки (табл.1), но и учитывать запретительные критерии [24].

Нормы оценки МВ промышленного значения (промышленноценных) отличаются от норм лечебных вод более высокими значениями концентрации полезных компонентов. Содержание хлористого натрия, сульфата и гидрокарбоната натрия, например, должно составлять в них 50 г/л и более (табл. 2). Содержание йода, брома и других компонентов также выше норм в лечебных водах (табл.1 и 2). Кондиционное содержание йода и брома при раздельном извлечении в промышленноценных водах выше, чем при совместном [43]. Из сопоставления кондиций лечебных и промышленных вод видно также, что к минеральным лечебным водам относятся железистые, мышьяковистые, кремнистые, радоновые, которые к промышленным не относятся. Наконец, некоторые минеральные воды с высоким содержанием радия, меди можно использовать в промышленности, но они вредны для лечения.

Таблица 2

Основные показатели оценки минеральных промышленных вод

Основные показатели	Нормы оценки МВ	Наименование воды
Хлористый натрий, г/л NaCl	50 ^x	Галитовая или поваренной соли
Сульфат натрия Na_2SO_4	50	Мирабилитовая
Гидрокарбонат и карбонат натрия $\text{NaHCO}_3 + \text{Na}_2\text{CO}_3$	50	Содовая
Бром Br , мг/л	250-500	Бромные
Иод I	18	Иодные
Бром Br	150-250	Йодо-бромные (совместное извлечение)
Иод I	10	
Бор B_2O_3	200	Борные, бороносные
Иод I , мг/л	10	Йодо-борные (совместное извлечение)
Бор B_2O_3	75	
Литий Li	10-20	Литиевые
Магний Mg	1000-5000	Магnezиальные
Кальций K	350-1000	Кальциевые
Радон Ra , г/л	10^{-11} 10^{-9}	Радиевые

^x По данным Л.М. Душко, нормы промышленных рассолов хлористого натрия, используемых способом выщелачивания каменной соли, 310-315 г/л. Рассолы с концентрацией 300-305 г/л не кондиционны и сбрасываются как отход.

Таблица 3

Основные показатели технической возможности использования термальных вод в народном хозяйстве при сроке эксплуатации не менее 25 лет [56]

Вид использования	Температура (не менее), °C	Дебит (не менее), м ³ /сутки	Глубина за- легания во- доносного горизонта (не более), м	Минерализа- ция (не бо- лее), г/л
Выработка электроэнергии ГЕОТЭС ^x с прямым пароводяным циклом	100	10000	3000	4
с применением промежуточных низкокипящих веществ	70	2500	2500	50
Теплоснабжение населенных пунктов	70	1000	2500	2(50) ^{xx}
Хладоснабжение	70	500	1500	50
Горячее водоснабжение	40	1000	1500	1(50)
Теплично-парниковое хозяйство (обо- грев парников, теплиц, оранжерей)	40	500	1500	10(50)
Теплое орошение	25	250	1000	2
Обогрев почвы	25	500	1500	50
Оттаивание мерзлых пород	25	250	3000	50
Бассейны и душевые павильоны	25	250	1000	50

^x Геотермальная электростанция.

^{xx} В скобках указана допустимая минерализация вод для геотермальных установок с тепло-обменником.

Нормы оценки термальных вод, используемых в народном хозяйстве. В зависимости от температуры термальные воды (гидротермы) можно использовать в теплофикации сельского хозяйства, энергетике, в промышленной и коммунальной теплофикации. Б.М.Вымороков установил следующие нормы горячих вод: низкопотенциальные до 70°C ; среднепотенциальные $70-100^{\circ}\text{C}$; высокопотенциальные свыше 100°C . Г.А.Череменин наметил следующие градации температур при использовании термальных вод [59]:

- 18– 30°C – кондиционирование воздуха
- 30–40 – обогревание грунтов в сельском хозяйстве и горнодобывающей промышленности
- 40–70 – горячее водоснабжение
- 70–100 – отопление, вентиляция, электрификация, приготовление пищи, получение искусственного холода
- Выше 100 – паровое отопление, теплофикация и электрификация

При комплексной оценке термальных вод для нужд народного хозяйства необходимо учитывать не только температуру, но и дебит, глубину залегания горячей воды, а также ее минерализацию. Как видно из табл.3, нормы термальных вод, используемых в народном хозяйстве, более разнообразны, чем допущенные в бальнеологии.

Отложения минеральных вод. Грязи используют в лечебных целях; окры в различных отраслях народного хозяйства в качестве пигмента для изготовления красок, известковые туфы – в сахароварении, соли МВ, минеральных озер и источников – в химической промышленности и т.п. Углекислый газ минеральных вод можно

использовать для получения углекислоты в производственных масштабах, как это делают в Армении.

Следовательно, МВ и их отложения можно рассматривать как полезное ископаемое. Как видно на рис.1, некоторые минеральные воды используют или могут быть использованы только для лечения, другие как для лечения, так и в промышленных или теплоэнергетических целях. Лечебные, промышленные и теплоэнергетические воды относятся

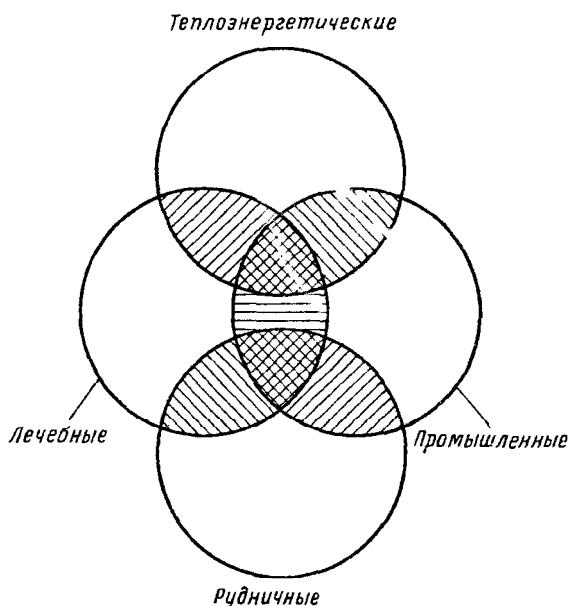


Рис. 1. Соотношение различных категорий МВ

ся к минеральным, тогда как рудничные воды к минеральным не относятся, хотя некоторые из них используются и как лечебные, и для извлечения полезных компонентов.

Многие МВ употребляются не только как лечебные, но и как столовые натуральные. Они разливаются на заводах в бутылки, газифицируются и поступают в продажу внутри СССР и экспортируются за границу.

5. Минеральная вода как полезное ископаемое

Минеральная вода как полезное ископаемое — это такая вода, которую можно непосредственно использовать в лечебном деле или для извлечения из нее компонентов, полезных для народного хозяйства — солей, металлов (меди), металлоидов (йода, брома, бора), газов (углекислоты) или в теплоэнергетическом деле и для теплофикации. Лишь тогда можно говорить о минеральной воде как о полезном ископаемом, когда она удовлетворяет нормам — условиям соответствующей отрасли народного хозяйства. Только после изучения химических, физических и прочих свойств природной воды можно решить вопрос о том, рассматривать ли ее как полезное ископаемое или нет.

Нужно отличать при этом проявления минеральных вод — минеральные источники, в широком смысле слова, и минеральные озера от месторождений минеральных вод (ММВ). Под ММВ следует понимать такие скопления МВ на поверхности или в недрах Земли, которые в качественном и количественном отношении удовлетворяют требованиям определенной отрасли народного хозяйства. Следовательно, минеральный источник это лишь проявление скрытого в недрах ММВ. Точно так же и минеральное озеро становится ММВ, когда установлены необходимые качественные и количественные показатели его воды. Положительная оценка ММВ, обоснованная данными соответствующих изысканий, ориентировочно предопределяет возможность использования минеральной воды как полезного ископаемого для той или иной отрасли народного хозяйства. Однако окончательное решение вопроса о возможности эксплуатации ММВ требует также благоприятных экономических условий: обжитость района, близость наземных, водных и воздушных путей сообщения, продовольственная база, наличие площадки для строительства предприятия (курорты, заводы) и, конечно, потребность в данном виде гидроминерального сырья и рентабельность эксплуатации.

Действительно, история эксплуатации МВ в лечебных и промышленных целях показывает, что при изменении экономических условий района расположения ММВ эксплуатация одних месторождений прекращается, других, наоборот, развивается и расцветает. Так, в годы гражданской войны эксплуатировались для выварки хлористого натрия некоторые соленые источники Архангельской области. По окончании разрухи с поступлением дешевой поваренной соли с юга эксплуатация соленых источников на Севере прекратилась. Шивинский курорт в Забайкалье на уг-

легислых минеральных водах закрыт, Дарасунский (там же) успешно развивается. Соленые воды Старой Руссы, Усть-Кута, Усолья Сибирского использовались в прошлом для выварки соли, а впоследствии – как целебные, и на них созданы курорты. Таких примеров можно привести много.

Минеральные воды проявляются весьма разнообразно, поэтому при их изучении следует различать следующие гидроминеральные объекты.

1. Месторождения МВ: А – подземные – пластовые, трещинножильные, сложенные; Б – поверхностные – озера, лиманы, моря с их грязями, донными отложениями и пляжами.
2. Водопроявления МВ – источники: а) природные выходы, в том числе гейзеры, субаквальные источники, грязевые вулканы; б) искусственные вскрытия и выходы через скважины, колодцы, штольни и т.п.
3. Отложения наземных и подземных МВ: туфы, гейзериты, травертины, охры, залежи солей, жильные образования; грязи озер – минеральные и торфяные; грязи грязевых вулканов; отложения пляжей.
4. Гидроминеральные группы объектов МВ: а) гидроминеральные, гидро-термальные поля; б) гидроминеральные, термальные линии (зоны); в) цепочки минеральных озер, поля минеральных озер.
5. Гидроминеральные районы, области, провинции МВ; зоны минеральных озер.
6. Гидрохимические пояса и гидрохимические зоны подземных МВ.

6. Цели и задачи учения о МВ

Определив понятие "минеральная вода" как предмет исследования, можно кратко сформулировать основные цели и задачи науки о МВ. Они заключаются во всесторонних исследованиях МВ – режимных, физических, химических, микробиологических, газовых, радиоактивных, изотопных, санитарно-бактериологических и др.; в изучении различных типов ММВ, в разработке методов поиска, разведки, каптажа, рациональных способов эксплуатации ММВ; в разрабатке вопросов режима и охраны минеральных вод от истощения, загрязнения, изменения свойств.

Наука о ММВ представляет ветвь гидрогеологии, на базе которой она возникла и развивается, достижения и положения которой положены в основу исследований с использованием новейших достижений в области физической химии, гидрохимии, гесхимии, гидравлики, геофизики, геологии и др.

Перед наукой о МВ стоит ряд крупных теоретических проблем:

- 1) происхождение МВ и формирование их свойств; 2) классификация, типизация, номенклатура МВ и их месторождений; 3) закономерности размещения ММВ, их районирование, учение о провинциях, областях, районах МВ; 4) химическая и термическая зональности бассейнов МВ; 5) ореолы рассеяния МВ; фоновые и аномальные МВ; связь минеральных вод с неминеральными; проблема миграции МВ, минеральных веществ и

газов; 6) режим минеральных вод; 7) микробиология МВ; 8) преобразование состава и выпадение отложений МВ; связь МВ с рудообразующими и нерудными растворами; взаимосвязь МВ и месторождений полезных ископаемых.

Наряду с теоретическими проблемами на базе учения о МВ разрешаются практические задачи поисков, разведки, каптажа, эксплуатации МВ.

Положение науки о МВ среди других близких наук и ее связь с отраслями народного хозяйства можно представить в виде схемы.



Учение о минеральных водах является той ветвью гидрогеологии, которая изучает природные воды, используемые в лечебном деле, теплоэнергетике, в химической и пищевой промышленности для извлечения полезных ископаемых из водных растворов.

Гидрогеолог, исследующий месторождения минеральных лечебных вод, должен иметь деловой контакт со специалистами в области курортологии, бальнеологии и бальнеохимии — науках смежных гидрогеологии.

Курортология — наука о природных лечебных факторах, их действии на организм человека и методах использования в лечебно-профилактических целях. К природным лечебным факторам относятся климат, минеральные воды, лечебные грязи. В соответствии с этим курорты делятся на климатические, бальнеологические, грязевые и смешанные. Наибольшую ценность представляют смешанные курорты, располагающие несколькими лечебными факторами.

Бальнеология — раздел медицины, изучающий лечебные природные воды и пелиорды (грязи) с точки зрения их происхождения, физических и химических особенностей, лечебного применения, показаний к их наз-

начению при различных болезнях. Общее плановое руководство научно-исследовательской деятельностью в области курортологии и бальнеологии осуществляет Центральный институт курортологии и физиотерапии.

Бальнеохимия — наука, изучающая физико-химию минеральных вод и грязей. Она тесно связана с гидрохимией. Химический состав МВ раньше других природных вод подвергся обстоятельному изучению для выяснения их лечебных свойств.

Минеральные воды — ценное лечебное средство, один из мощных природных факторов оздоровления человека. Воздействие МВ на организм человека зависит от способа применения воды: внутреннего (ингаляции, полоскания, ирригации), наружного (ванны, купанья, души). Наиболее сильное действие оказывают купанья и питье. Для внутреннего употребления пригодны пресные и солоноватые лечебные воды, содержащие не более 10–15 г/л солей и не имеющие неприятного запаха, вкуса и вредных веществ. Слабительные натуральные воды могут быть более высокой минерализации (например, Баталинская 21 г/л) и иметь горький вкус. Для наружного употребления особый интерес представляют углекислые, сероводородные, радоновые воды, воды соленные и слабые рассолы.

Высокая эффективность лечения МВ и грязями стимулирует их более широкое использование. Существующая сеть бальнеологических и грязевых курортов распределена на территории СССР неравномерно и их недостаточно. Она систематически расширяется. Выявление новых ММВ типа Ессентуки, Боржоми и других аналогичных им углекислых вод — чрезвычайно важная задача. Советский Союз богат разнообразными МВ и располагает большими возможностями для дальнейшего развертывания курортного строительства, а также заводов по розливу минеральных вод, в том числе и для экспорта. Однако гидроминеральные ресурсы Советского Союза изучены недостаточно. Открытие в последнее время разнообразные ММВ часто расположены в отдаленных и труднодоступных районах. Задача, следовательно, заключается в организации более широких поисков МВ, а также в постановке разведочных работ на известных уже водопрооявлениях и месторождениях МВ с целью более глубокого изучения их состава и подсчета запасов.

Правильное проведение поисковоразведочных работ возможно на базе знания методики гидрогеологических исследований, химии МВ, закономерностей их формирования и распространения [11, 38].

7. Краткая история исследований МВ

Использовать МВ для лечения начали еще в древние времена существования человечества. Об этом, например, свидетельствуют найденные остатки орудий каменного века на одном из термальных источников МНР. В древней Греции имелись достаточно четкие представления о свойствах МВ. Их разделяли на щелочные, соленные, железистые, серные. В Крыму сохранились руины колодца, построенного для использования МВ греками

Боспорского царства свыше 2000 лет тому назад. Возле колодца находятся развалины древнего греческого храма, посвященного богу – врачу – Асклепию.

Наибольший расцвет использования МВ относится к эпохе Римской империи. В научных трактатах того времени приводятся классификации МВ. Остатки мраморных бассейнов римской эпохи сохранились на многих курортах Западной Европы.

Последовавшая затем мрачная эпоха средневековья сыграла отрицательную роль в организации бальнеологического лечения. По меткому выражению французского философа Милье, прошла тысяча лет без единой ванны.

Развитие курортов в Западной Европе отмечено во второй половине XVIII и начале XIX вв., в эпоху роста торговой и промышленной буржуазии.

Использование МВ для выварки поваренной соли на Руси существовало в глубокой древности, о чем свидетельствуют летописи XII в. На Севере России бурение скважин на рассол и оборудование их деревянными рассолоподъемными трубами были известны на побережье Белого моря и в долине р. Северной Двины. Несомненно, что на месторождении Старо-Русских соленых МВ первоначально возник рассолопромысел по выварке соли, а впоследствии – курорт Старая Русса.

Основоположником отечественных курортов следует считать императора Петра I. По его указанию было организовано лечение на Сергиевских минеральных водах, железистых "маршальных" водах Карелии и создан Липецкий курорт. Петр I ввел "Докторские правила, как при оных водах поступать".

Гениальному русскому ученому М.В. Ломоносову принадлежат интересные идеи о роли подземных вод в образовании и разрушении месторождений полезных ископаемых и о возможном использовании химии подземных вод для поисков солей и руд.

Крупный вклад в изучение МВ Кавказа внесли ученые России П.С. Паллас и Г.В. Абих, а Сибири и Дальнего Востока – С.П. Крашенников, И.В. Георги и др.

Научные идеи М.В. Ломоносова о МВ развил выдающийся минералог В.М. Севергин^х, профессор Горного института. По данным исследований многочисленных академических экспедиций конца XVIII и начала XIX вв., В.М. Севергин описал минеральные источники и озера России, привел их классификацию по совокупности признаков и составил указания по их исследованиям. В.М. Севергина следует считать основоположником учения о минеральных водах России.

Большую роль в изучении МВ сыграл созданный в 1882 г. в России Геологический комитет. Им были организованы геологические исследования МВ на Кавказе в 1906 г., поводом к которым послужили неполадки с каптажем Кисловодского Нарзана и слишком малый дебит соляно-щелоч-

^х В.М. Севергин в 1798–1801 гг. читал лекции в Горном кадетском корпусе.

ных источников в Ессентуках. В результате этих исследований был установлен более совершенный каптаж Нарзана, значительно увеличен дебит Ессентукских источников. В Пятигорске был вскрыт новый выход углекисло-сероводородных вод. В Железноводске открыт новый горячий углекислый источник, названный Славяновским (по фамилии руководителя работ горного инженера Н.Н.Славянова^х). Ведущую роль в изучении геологии Кавказских и других минеральных вод сыграл горный инженер А.П.Герасимов, который в согласии с Э.Эрссом приписывал многим МВ пивенильное происхождение.

В конце XIX и начале XX вв. МВ Забайкалья изучал В.А.Обручев. Он каптировал Ямаровский источник в Забайкалье и опубликовал в 1914 г. сводку по минеральным источникам Селенгинской Даурии.

Первая сводка по МВ Забайкалья была опубликована И.А.Багашевым в 1905 г.

После Великой Октябрьской социалистической революции (15 мая 1919 г.) был опубликован исторический декрет за подписью В.И.Ленина о передаче в собственность Государству всех лечебных местностей и курортов. Курорты стали "кузницами здоровья" трудящихся. Резко увеличилась их пропускная способность. Началось планомерное изучение гидроминеральных ресурсов и строительство на их базе курортов и санаториев, пионерских лагерей.

В 1920 г. появились первые отечественные сводки по минеральным водам (А.Д.Стопневича^{xx}, А.П.Герасимова). В 1921 г. состоялся первый съезд по курортному делу и тогда же был создан Бальнеологический институт на Кавказских минеральных водах (в Пятигорске), а затем в 1926 г. — Центральный институт курортологии и физиотерапии в Москве. В этом институте был организован отдел гидрогеологии, занимающийся поисками, разведкой, каптажем МВ.

Первый кадастр МВ был составлен в б.Геолком-ЦНИТРИ^{xxx}. В 30-40-е годы были исследованы термальные источники Тянь-Шаня [52], минеральные воды Северного Кавказа, Грузии, Азербайджана [4, 29], Армении, некоторых районов Сибири, Дальнего Востока, Урала и центральных районов РСФСР. Детальные геологоразведочные работы проведены на курорте Сочи-Мацеста с целью изучения месторождения минеральных сероводородных вод и подсчета их запасов [38, 39].

Исследованиями гидроминеральных ресурсов СССР занимались б.Геолком-ЦНИТРИ-ВСЕГЕИ, Геологический институт АН СССР, Центральный институт курортологии, Курортное управление, республиканские филиалы АН СССР и др. Исследования велись комплексно с участием бальнеологов, гидрогеологов, физико-химиков, микробиологов и т.д.

Разрабатывались классификации МВ, их нумерация, создавалось уче-

^х Профессор Н.Н.Славянов читал лекции по МВ в Ленинградском горном институте в 1930-1935 гг.

^{xx} Профессор Ленинградского горного института в 1917-1920 гг.

^{xxx} Каталог минеральных вод СССР под ред. В.В.Иванова опубликован в 1969 г. [26]

ние о закономерностях формирования, размещения и о провинциях МВ в Ленинградском горном институте и ЦНИГРИ. Н.Н.Славянов руководил исследованиями МВ на Кавказе, Тянь-Шане и других районах. А.Н.Отгильви внес существенный вклад в познание гидрогеологических условий группы Кавказских минеральных вод (КМВ) и в методику гидрогеологических исследований [39]. Первое советское руководство по каптажу МВ принадлежит М.В.Сергееву [50].

Крупные исследования в области бальнеологии и физико-химии Сибирских целебных вод, их систематизации, классификации выполнены профессором Томского медицинского института М.Г.Курловым и его учениками. М.Г.Курлов в 1921-1928 гг. разработал формулу наглядного изображения химического состава МВ. Формулой Курлова в настоящее время широко пользуются для изображения состава природных вод.

Для познания химии природных и, в частности, минеральных вод глубокое теоретическое значение имеют фундаментальные труды В.И.Вернадского по истории природных вод, геохимии воды [12], в которых показана тесная связь формирования подземных вод с историей земной коры, высказаны ценные идеи о характере геохимических процессов, происходящих в разных геосферах.

Из зарубежных работ того времени о классификации и химическом составе интересен капитальный труд по гидрогеологии К.Кейльгакса, в котором приведена характеристика МВ, и весьма ценное учебное пособие Е.Принца и Р.Кампе с обширной главой по МВ.

Тогда же началось планомерное изучение лечебных грязей и минеральных озер. Из гидрогеологов ведущая роль в этой области принадлежит А.И.Дзенс-Литовскому. Известным бальнеологом В.А.Александровым в 1940 г. была опубликована работа по пелоидам (лечебным грязям) СССР [2]. Профессор химик С.А.Дукарев исследовал физические свойства и химический состав подземных МВ, лечебных грязей и вод минеральных озер [63]. Он разработал оригинальную классификацию МВ, коллоидно-химическую теорию соляных озер. Академик Н.С.Курнаков^х и профессор М.Г.Валяшко предложили теорию метаморфизации рассолов и создали классификацию минеральных озер [10].

В 1921 г. в Московской горной академии профессор А.Н.Отгильви начал читать впервые в СССР учебный курс по минеральным водам. Оригинальный курс по гидрогеологии и минеральным водам читал П.Н.Чирвинский в Новочеркасском политехническом институте. С 1930 г. в Ленинградском горном институте учебный курс минеральные воды читал профессор Н.Н.Славянов.

Создавались научные и производственные учреждения, открывались гидрогеологические отделы: Лаборатория гидрогеологических проблем имени академика Ф.П.Саваренского, Всесоюзный научно-исследовательский институт гидрогеологии и инженерной геологии (ВСЕГИНГЕО) и др. Публиковались работы по подземным водам: Ф.П.Саваренского, Г.Н.Каменского, Н.Н.Славянова, А.Г.Аскерова, Н.К.Игнатовича, А.И.Дзенс-Литовского,

^х Профессор Ленинградского горного института.

В.В.Иванова, Ф.А.Макаренко, А.М.Овчинникова и др. Первые карты минеральных вод СССР были составлены ВСЕГЕИ и опубликованы в 1937–1946 гг.

В 50–70-е годы были закончены интересные исследования по минеральным и особенно термальным водам Ф.А.Макаренко [15], по минеральным водам Кавказа – М.И.Врублевского [14], Ф.А.Макаренко, Н.А.Григорьева, И.Я.Пантелеева [27], А.М.Овчинникова, Н.С.Погорельского [44], С.А.Шагоянца; Азербайджана – Мир-Али Кашкая [29], А.Г.Аскерова [4]; Армении – А.П.Демехина, Н.И.Долухановой [22], А.Н.Барабанова [16]; Грузии – Т.С.Меливой, М.Г.Пагавой, С.С.Чихелидзе [60]; Крыма – С.В.Альбова, М.М.Фомичева, Л.Я.Яроцкого; Средней Азии – Б.А.Бедера [7]; Сибири и Дальнего Востока – М.И.Кучина, В.В.Иванова, Я.А.Макурова, Н.М.Богаткова, Е.В.Пиннекера [42], В.Г.Ткачук [57], Л.М.Орловой, А.И.Силин-Бекчурина, Е.А.Баскова и Г.И.Климова [6]; РСФСР – А.И.Силин-Бекчурина, Н.К.Игнатовича, В.В.Штильмарка, Н.С.Пчелина, Б.Н.Архангельского; Украины – Г.А.Голевой [18], А.Е.Бабинца [5]; республик Прибалтики – А.И.Верте и др. [16].

К числу оригинальных теоретических исследований по минеральным водам относятся работы А.И.Бунеева [9], В.В.Иванова [24, 25], А.В.Щербакова [62], Б.Ф.Маврицкого [32], С.И.Смирнова. Серьезное влияние на развитие представления о процессах формирования минеральных вод оказали геохимические работы академика А.П.Виноградова [13]. Сводные гидрогеологические, гидрохимические карты с объяснительными к ним записками составлены коллективом гидрогеологов ВСЕГЕИ с участием представителей Ленинградского горного института под руководством И.К.Зайцева [17]. Из современных зарубежных работ заслуживают упоминания труды Г.Шеллера, В.Н.Уайта, Э.Эльса и др.

В 70-е годы внимание исследователей сосредоточено на изучении изотопного состава термальных и холодных минеральных вод. По составу стабильных изотопов водорода, кислорода и серы решаются вопросы генезиса минеральных вод и растворенных в них сульфатов (В.И.Виноградов, Р.Г.Панкина, В.Л.Мехтиева, Е.В.Пиннекер и др.).

Тогда же начали изучение изотопного состава благородных газов МВ Е.А.Басков, И.С.Ломоносов и др.

По минеральным озерам и грязям интересны обобщающие работы А.И.Дзенс-Литовского [21], по методике химического анализа лечебных грязей – П.А.Капшинского и Н.В.Веселовского.

Большие работы по термальным водам и геотермии Земли выполняются советскими геологами и гидрогеологами. Результаты этих работ публикуются АН СССР [15, 33, 34, 56]. Карты минеральных вод разных масштабов составлялись коллективами гидрогеологов ВСЕГЕИ [17], Центрального института курортологии [26], ВСГТИНТЕО. АН СССР [15].

Тем не менее целый ряд вопросов о генезисе минеральных вод остается еще не решенным. До сих пор точно не установлено происхождение ионного состава таких популярных минеральных вод как Боржоми, Ессентуки, Поляна Квасова и др.

Дискуссионными остаются вопросы происхождения термальных, углекислых вод и многие другие.

Г л а в а И

КЛАССИФИКАЦИЯ

Большинство выдвинутых в разное время классификаций основано на особенностях химического или газового состава вод, причем за основу выделения классов обычно принимали либо преобладающие ионы, либо микрокомпоненты, либо газы и т.д. Основной недостаток этих классификаций — отсутствие принципа комплексности в оценке МВ.

В.В.Иванов и Г.А.Невраев в целях более полной комплексной оценки различных минеральных лечебных вод разработали классификацию, основанную на приведенных в табл. I критериях и данных о закономерностях формирования МВ. Исходя из реально существующих в природе типов вод, они предложили такую классификационную таблицу, в которой каждой воде отведено строго определенное место. Такая классификационная таблица имеет важное практическое значение: пользуясь методом аналогии и сопоставления, можно судить о лечебных качествах вновь полученной МВ (из-за больших размеров таблица здесь не приводится).

Согласно классификации Иванова и Невраева, все природные (подземные) воды разделяются по составу, свойствам и лечебному значению на шесть основных бальнеологических групп [24].

Г р у п п а А . Воды без "специфических" компонентов и свойств. Их лечебное значение определяется только ионным составом и величиной минерализации при наличии в их газовой составляющей в основном азота и метана, которые содержатся в водах в растворенном состоянии при атмосферном давлении лишь в незначительных количествах.

Г р у п п а Б . Воды углекислые. Их лечебное значение определяется прежде всего наличием больших количеств растворенного CO_2 , который в общем газовом составе этих вод занимает доминирующее положение (80–100%), а также ионным составом и величиной минерализации.

Г р у п п а В . Воды сероводородные (сульфидные). Эти воды выделены по наличию в их составе свободного сероводорода и гидросульфидного иона, которые и определяют лечебное действие МВ, используемых преимущественно для ванн. Содержание общего сероводорода этих МВ не должно быть ниже 10 мг/л.

Г р у п п а Г . Воды железистые ($\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+}$), мышьяковистые (As) и с высоким содержанием Mn, Cu, Al и др. Их лечебное действие определяется, помимо ионного и газового состава и минерализации, присутствием одного или нескольких из перечисленных фармакологически активных компонентов. Для содержания в этих водах Mn, Cu, Al нормы не установлены. В повышенных концентрациях эти элементы содержатся обычно только в высоко железистых сульфатных водах зоны окисления рудных месторождений, а также в сильно кислых сульфатных и хлоридно-сульфатных (фумарольных) термах вулканических областей.

Г р у п п а Д . Воды бромистые (Br), йодистые (I) и с высоким содержанием органических веществ ($\text{C}_{\text{орг}}$). Для отнесения вод к бромистым и йодистым (или йодо-бромистым) принято содержание брома 25 мг/л и йода 5 мг/л при минерализации не более 12-15 г/л. При более высокой минерализации нормы соответственно увеличиваются.

Достаточно обоснованных норм для оценки высокого содержания органического вещества в лечебных минеральных водах пока не разработано. Известны два типа минеральных вод с высоким содержанием органического вещества - Нафтуся (Западная Украина) и Брамштедтские (ФРГ).

Г р у п п а Е . Воды радоновые (радиоактивные). К этой группе относятся все минеральные воды, содержащие более 50 эман/л (14 ед. Махе) радона.

Г р у п п а Ж . Кремнистые термы. В эту группу вод включены широко распространенные в природе кремнистые термальные воды. В качестве условной нормы содержание в них H_2SiO_3 принято 50 мг/л, при температуре более 35°C.

Далее, группы вод по газовому составу делятся на три подгруппы: а) азотные, в которых газ имеет в основном атмосферное происхождение; б) метановые (включая азотно-метановые и углекисло-метановые), в которых газ в основном биохимического происхождения; в) углекислые, в которых газ, как правило, эндогенного происхождения. К последней группе отнесены и вулканические газы, где почти всегда резко преобладает CO_2 .

В MB группы А могут присутствовать азотные и метановые газы; в группах В и Е - азотные, метановые и углекислые; в группах Г и Б - азотные и углекислые; в группе Д - азотные и метановые; все воды группы Б только углекислые.

Одновременно все минеральные воды разделены по анионному составу на пять классов и по катионному составу - на девять подклассов (табл. 4). При этом учитывались все ионы, содержащиеся в количествах не менее 20% экв. Как видно из табл. 4, первый класс объединяет все воды с общей минерализацией до 2 г/л, независимо от их состава, так как при такой невысокой минерализации лечебное действие MB определяется не ионным составом, а наличием каких-либо фармакологически активных микрокомпонентов или специфических свойств. Во всех остальных классах число подклассов колеблется от 3 до 7.

В табл. 4 выделено несколько градаций минерализации: до 2, 2-5, 5-15, 15-35, 35-150 и выше 150 г/л. Такое подразделение, удобное в

Таблица 4

Основные классы и подклассы подземных минеральных вод [24]

Класс (по анионному составу)	Подкласс (по катионному составу)	Предел общей минерализации, г/л		
I Различного состава	I Различного состава	до 2		
II HCO_3	1 Ca	2-5	-	
	2 Ca - Mg	2-5	-	
	3 Ca - Mg - Na	2-5	-	
	4 Ca - Na	2-5	-	
	5 Mg - Na	2-5,	5-15	
	6 Na	2-5,	5-15,	15-35
III $\text{HCO}_3 - \text{SO}_4$	1 Ca	2-5	-	
	2 Ca - Mg	2-5	-	
	3 Ca - Mg - Na	2-5	-	
	4 Ca - Na	2-5	-	
	5 Mg - Na	2-5	-	
	6 Na	2-5	-	
IV SO_4	1 Ca	2-5	-	
	2 Ca - Mg	2-5	-	
	3 Ca - Mg - Na	2-5	-	
	4 Ca - Na	2-5	-	
	5 Mg - Na	2-5,	5-15,	15-35
	6 Na	2-5,	5-15,	15-35
	7 Fe - Al и др.	2-15,	15-100	
V $\text{SO}_4 - \text{Cl}$	1 Na	2-5,	5-15,	15-35
	2 Na - Ca	2-5,	5-15,	15-35
	3 Na - Ca - Mg	2-5,		
	4 Fe - Al и др.	1-15,	15-35	
VI $\text{HCO}_3 - \text{SO}_4 - \text{Cl}$	1 Na	2-5,	5-15	
	2 Na - Ca	2-5,	5-15	
	3 Na - Ca - Mg	2-5,	5-15	
VII $\text{HCO}_3 - \text{Cl}$	1 Na	2-5,	5-15,	15-35
	2 Na - Ca	2-5,	5-15,	15-35
	3 Na - Ca - Mg	2-5,	5-15	
VIII Cl	1 Na	2-5,	5-15,	15-35
	2 Na - Ca	2-5,	5-15,	15-35
	3 Na - Ca - Mg	2-5,	5-15	
IX Рассольные (Cl)	1 Na	35-150,	150-350	
	2 Na - Ca	35-150,	150-400	
	(Na - Mg)			
	3 Na - Ca - Mg	35-150,	150-500	
	4 Ca - Mg	35-150,	150-500	
	5 Ca	35-150,	150-650	

бальнеологическом и генетическом отношении показывает обычную наиболее часто встречающуюся в природе минерализацию типов MB. В редких случаях возможны отклонения от указанных градаций минерализации для некоторых типов MB.

Кроме перечисленных подразделений, воды сероводородные (сульфидные), мышьяковистые и железистые разделяются по содержанию в них

сероводорода (сульфидов), мышьяка и железа на несколько градаций (см. табл. 1), так как величина концентрации этих компонентов определяет лечебное значение, возможность и методику их применения.

По температуре МВ разделены на три группы: 1) всегда холодные, формирующиеся, как правило, на небольших глубинах; 2) холодные, теплые или горячие в зависимости от глубины циркуляции; 3) всегда горячие, генезис и особенности состава которых тесно связаны с их термальностью. К последним относятся все термальные воды группы Ж, а также немногочисленные фумарольные термы, входящие в группы В и Г.

По величине pH воды разделены на шесть групп (табл. 1). Величина pH имеет особо важное значение для лечебной оценки сероводородных (сульфидных) вод, поскольку ею определяется соотношение в водах свободного H_2S и HS^- , а также кремнистых терм, количество и форма нахождения в которых H_2SiO_3 зависят от щелочности или кислотности вод.

Такое деление МВ по величине pH — по кислотно-основным свойствам — уточнено и более хорошо обосновано в физико-химическом отношении А.Н.Павловым и В.Н.Шемакиным [40].

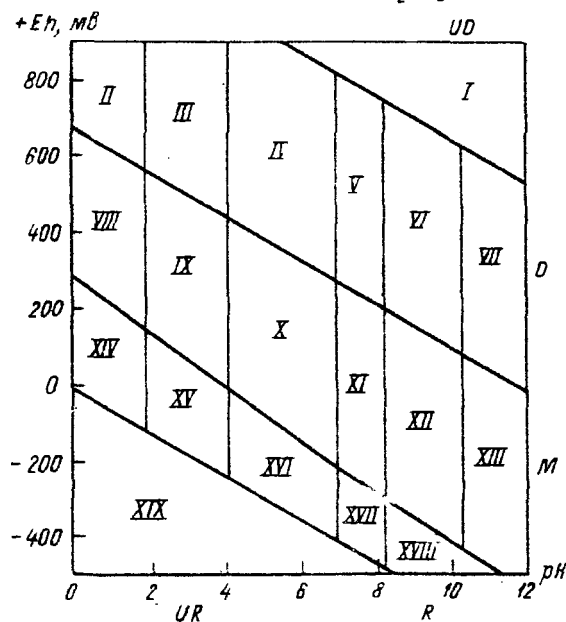


Рис. 2. Классификация МВ по Eh, pH

1–XIX — геохимические группы

Типы вод: O — окислительный; M — переходный;
R — восстановительный; UD — редко встречающийся ультраокислительный; UR — редкий ультра-
восстановительный

При оценке вод по кислотно-основным свойствам необходимо учитывать и окислительно-восстановительные их особенности (Eh, мВ). Для совместной оценки вод по pH и Eh можно рекомендовать диаграмму А.Н.Павлова и В.Н.Шемакина (рис. 2), где выделено 19 групп МВ. Группы объединяются в геохимические типы и делятся на 168 классов (на рис. 2 не приводятся) [40].

Рассмотренные в главах I и II классификации лечебных, промышленно-ценных и теплоэнергетических вод имеют частный характер и специальное назначение. Известны

многочисленные попытки составить общие, естественноисторические, генетические и другие классификации природных вод по составу и минерализации, о которых говорится в общем курсе гидрогеологии, в курсе гидрохимии и др. [1, 45, 55].

Классификация МВ Иванова и Невраева по минерализации предназ-

начена для лечебных вод и не пригодна для промышленных и теплоэнергетических. В качестве временной предлагается общая классификация вод по минерализации (табл. 5).

Таблица 5
Классификация природных вод по минерализации (1974 г.)

Группа вод	Индекс вод	Подгруппа вод	Минерализация, г/кг	Примечания
1	2	3	4	5
Пресные воды				
А	А _{0,01}	Сверхпресные	≤ 0,01	Льды центральной Антарктиды
	А _{0,03}	Весьма пресные	0,01–0,03	Атмосферные осадки
	А _{0,1}	Очень пресные	0,3–0,1	Грунтовые воды тундры, высоких гор, оз. Байкал
	А _{0,3}	Особо пресные	0,1–0,3	Грунтовые воды лесов, средних гор
	А _{0,5}	Умеренно пресные	0,3–0,5	Грунтовые воды лесостепи, низких гор
	А ₁	Пресноватые	0,5–1,0	Грунтовые воды степи
Солевые воды				
Б	Б ₃	Слабосоленые	1–3	Минеральные питьевые, водопойные аридных областей
	Б ₅	Среднесоленые	3–5	
	Б ₁₀	Сильносоленые	5–10	
	Б ₂₅	Слабосоленые	10–25	Воды средиземных морей, гумидных областей
	Б ₃₅	Умеренно соленые – среднесоленые	25–35	
	Б ₃₅	Нормальносоленые	35	Средние по Мировому океану
Рассолы				
В	В ₅₀	Крепко соленые воды – очень слабые рассолы	35–50	Воды средиземных морей, аридных областей
	В ₇₅	Слабые	50–75	Оптимальные условия садки доломитов. Доломитовая стадия упаривания морской воды
	В ₁₃₀	Средние	75–130	
	В ₂₇₅	Крепкие	130–275	131 г/кг – начало садки гипса; гипсовая стадия сгущения рапы
	В ₃₂₅	Очень крепкие	275–325	275,3 – начало садки галита; галитовая стадия сгущения рапы
	В ₃₇₀	Весьма крепкие	325–370	325,8 – начало садки эпсомита 345,5 – начало садки карналлита, эпсомитовая и карналлитовая стадия сгущения рапы
	В ₃₇₀	Сверхкрепкие	370	371,5 – эвтоника

Глава III

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА

Химический состав подземных вод изучает гидрогеохимия, а поверхностных — гидрохимия. Поэтому все, что сказано в этих дисциплинах о химическом составе природных вод и о процессах их формирования, целиком приложимо и к минеральным водам. Однако последние, в отличие от других видов природных вод, в силу особенностей своего химического состава и специфических физических свойств, оказывают влияние на человеческий организм или являются промышленными. Следовательно, проблема формирования МВ по существу сводится к решению вопроса о происхождении именно тех физических и химических свойств, которые придадут МВ лечебные качества или ценность в промышленном отношении и теплоэнергетике.

К главным отличительным признакам МВ относятся: величина минерализации; особенности ионного состава; содержание в воде некоторых фармакологически активных микрокомпонентов; радиоактивность воды; величина pH; температура и газовый состав воды.

При оценке лечебных свойств МВ за предел было принято минимальное общее содержание растворенных веществ 1 г/л. Этот предел не был обоснован достаточными экспериментальными и клиническими наблюдениями. Как показывает многовековая практика бальнеологических курортов, активность действия минеральных ванн повышается с нарастанием минерализации. На наших и зарубежных курортах для наружного применения используются, как правило, МВ с минерализацией в десятки граммов на 1 л. Иванов и Невраев признали рациональным при отсутствии других признаков, позволяющих относить данную воду к числу лечебных, повысить критерий минимального содержания растворенных в воде минеральных веществ до 2 г/л. По данным бальнеологов, слабительное действие растворов сульфатов натрия и магния начинается при содержании в них ионов сульфата не менее 2,2 г/л.

Крепкие рассолы нельзя применять для ванн в естественном виде. Общепринятой верхней границы для использования рассолов в натураль-

ном виде в настоящее время нет. В СССР используют в неразведенном виде рассолы с минерализацией до 100–140 г/л (курорты – Сергеево 95 г/л, Усолье Сибирское 75 г/л, Усть-Кут 140 г/л), на зарубежных курортах – примерно до 150 г/л. По Иванову и Невраеву, верхняя граница крепких рассолов принята в 150 г/л.

Всю ли высокоминерализованную воду можно рекомендовать для лечебного использования? Конечно, такая вода не должна содержать вредных для здоровья человека компонентов и в процессе эксплуатации подвергаться загрязнению. Величина минерализации рекомендуемой воды должна быть более или менее постоянной, поскольку при больших амплитудах колебаний минерализации возникнут серьезные затруднения при назначении ванн.

Чтобы получить представление о режиме подземной минерализованной воды, необходимо установить причины обогащения ее минеральными солями. Высокая минерализация подземных вод может быть обусловлена испарительным концентрированием, наличием в водоносной толще растворимых солей, присутствием газов, увеличивающих растворяющую способность воды, высокой температурой.

Процесс испарения – главный фактор формирования минерализации и химического состава грунтовых и поверхностных вод в аридных климатических условиях. Наличие в природе внутрипородного (внутригрунтового) испарения подтверждается наблюдениями. На какой глубине и в каких условиях этот процесс приобретает ведущее значение? Для подземных вод, находящихся в интенсивном движении, внутрипородное испарение не может быть ведущим фактором увеличения минерализации. Эмпирические данные говорят о том, что с увеличением глубины интенсивность испарения чрезвычайно быстро убывает. Практически испарение может влиять на минерализацию грунтовых вод при глубине их залегания не более 2–2,5 м.

В результате испарительного концентрирования в аридных условиях могут сформироваться довольно значительные скопления рассолов, возможно пригодных для бальнеологического использования. Находясь под непосредственным воздействием метеорологических факторов, подобные рассолы обычно характеризуются неустойчивостью химического режима. Отличительной чертой подземных рассолов, образовавшихся таким путем, является высокая сульфатность, хотя по преобладающим анионам они, как правило, принадлежат к хлоридному классу.

Влияет ли испарение на более глубоко залегающие водоносные горизонты? Можно ли испарительным концентрированием объяснить происхождение глубинных рассолов? Никаких конкретных данных по этому поводу пока не имеется. Возможность увеличения минерализации подземных вод вследствие испарения признавали академик В.И.Вернадский и известный гидрогеолог-нефтяник В.А.Сулин. Гипотезу подземного испарения защищал М.Е.Альтовский. Однако он не привел убедительных тому доказательств. Большинство гидрогеологов не считает возможным объяснять происхождение подземных рассолов испарением, тем более что новые данные о характере гидродинамической и гидрохимической зональности не укладываются в рамки этой гипотезы.

Каков же генезис подземных рассолов? Под словом генезис здесь необходимо понимать происхождение не только высокой минерализации рассолов, их химического состава, но также происхождение высоких концентраций брома, йода и других ценных в бальнеологическом отношении микрокомпонентов, связанных с подземными рассолами, и самой воды. Несмотря на то, что корни этой проблемы уходят в глубокую древность, она до сих пор не имеет удовлетворительного решения.

Некоторые исследователи пытаются объяснить образование подземных рассолов процессами простого растворения солей, заключенных в горных породах (гипотеза выщелачивания). Такое объяснение как будто подтверждает наблюдаемый парагенезис крепких рассолов с галогенными отложениями, хотя рассолы можно встретить и в несоленосных отложениях. Однако с позиции гипотезы выщелачивания невозможно объяснить ни особенностей химии некоторых подземных рассолов, ни их высокой насыщенности солями (более 400 г/л), ни значительной концентрации присутствующих в рассолах микрокомпонентов. Дело в том, что галогенные отложения состоят в основном из галита и гипса. А при подобном минералогическом составе водовмещающей толщи путем растворения способны сформироваться только хлоридные натриевые рассолы, содержащие сульфаты кальция, с минерализацией максимум 300–350 г/л, поскольку растворимость NaCl в обычных условиях не превосходит этой величины (табл. 6). Остается также не ясным генезис микрокомпонентов (брома, йода и др.) в подземных рассолах, так как галит и гипс практически не содержат микрокомпонентов.

Таблица 6
Растворимость хлоридных солей в зависимости от температуры [35]

Температура, °C	Растворимость солей, вес. %			
	NaCl	KCl	MgCl_2	CaCl_2
0	26,3	21,9	34,6	37,3
30	26,5	27,2	35,9	52,5
60	27,1	31,4	38,0	57,8
100	28,2	35,9	42,2	61,3
200	31,5	44,9	57,5	75,7
300	37,5	54,0	67,8	80,0
400	46,6	63,4	—	—
500	55,0	73,1	—	—

В соленосных отложениях местами встречаются почти чистые хлоридные натриевые рассолы ($r\text{Cl}^- = r\text{Na}^+$) с минерализацией 200–250 г/л. Они характеризуются высокими значениями хлор-бромных коэффициентов (более 1000) именно за счет растворения галита. Однако региональным распространением в земной коре пользуются хлоридные рассолы иного

катионного состава — кальциево-натриевые, натриево-кальциевые и даже кальциевые с низкими хлор-бромными коэффициентами (менее 300), обогащенные бромом, иногда йодом или другими микрокомпонентами.

Сторонники гипотезы выщелачивания считают эти рассолы вторичными, т.е. образовавшимися из первичных хлоридных натриевых рассолов путем их метаморфизации. При трактовке же механизма процесса метаморфизации возникают серьезные противоречия, на которых мы остановимся при обсуждении следующей седиментационно-диагнетической гипотезы (она имеет наибольшее число сторонников). Эта гипотеза позволяет подойти к проблеме формирования подземных рассолов с палеогидрогеологических позиций, хотя отдельные положения ее также требуют дополнительных доказательств.

Сущность седиментационно-диагнетической гипотезы состоит в том, что хлоридные соленые воды и рассолы связаны в основном с седиментационными процессами, происходившими в морских бассейнах. В последних отлагались осадки, пропитанные морскими водами, превращавшиеся затем в твердые горные породы, которые сейчас участвуют в геологическом строении этих бассейнов. По мере опускания дна бассейнов захваченные осадками морские воды опускались на все большую глубину и постепенно изолировались от влияния поверхностных и атмосферных агентов. В таком изолированном заторженном состоянии эти воды находятся в недрах Земли в течение длительного геологического времени. Концентрация седиментационных вод определяется величиной минерализации вод того бассейна, с которым генетически они были связаны. Химический же состав захороненных вод коренным образом отличается от состава исходных морских вод. С точки зрения седиментационно-диагнетической гипотезы это различие объясняется метаморфизацией вод под влиянием диагенеза, т.е. процессов взаимодействия вод с породами окружающей среды. При этом изменяется не только вода, но и минералогический состав пород.

Итак, согласно седиментационно-диагнетической гипотезе подземные хлоридные рассолы, содержащие обычно то или иное количество хлоридов кальция, имеют морское происхождение. Высокая же их минерализация достигается за время пребывания в заоляющихся морских бассейнах. В отделившихся от океана морских бассейнах-лагунах, в условиях сухого климата, вследствие испарения происходят кристаллизация солей и существенные преобразования в химическом составе морской воды. Сначала выпадают карбонаты, затем гипс и при достижении стадии насыщения рассола по NaCl — галит и незначительное количество других минералов. В результате выпадения солей морская хлоридная натриевая вода метаморфизуется в хлоридный магниевый рассол. Появление в рассоле хлоридов кальция при этом исключается. Таким образом, испарением морской воды современного состава можно объяснить высокую концентрацию погребенных рассолов, но не их своеобразный химический состав. К тому же существуют подземные хлоридные кальциево-натриевые рассолы, далеко не достигшие стадии насыщения по галиту.

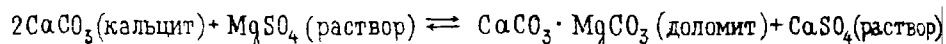
Механизм процесса метаморфизации погребенных морских вод сторонниками седиментационно-диагнетической гипотезы и гипотезы выщелачивания трактуется по-разному. Одни исследователи решающее значение

положительных результатов. Поставленные при высоких температурах опыты показали, что при замещении Mg в растворе на Ca в твердой фазе содержание Na в исходных и конечных растворах не изменилось. Образующиеся при $150^{\circ}C$ твердые фазы, как правило, были смесью кальцита с магнезитом, при $200^{\circ}C$ и разных давлениях — доломитом. Состав полученных при $200^{\circ}C$ растворов аналогичен природным хлоридным кальциевым растворам Иркутского амфитеатра. Иные результаты получены И.Г.Киссиным и С.И.Пахомовым [47] в экспериментах при $150-200^{\circ}C$. При взаимодействии морской воды с породами, содержащими карбонат кальция, наблюдалось резкое снижение концентрации магния в растворе при температуре выше $100^{\circ}C$. При таком удалении магния в раствор выходит кальций. Ионы магния, находящиеся в растворе, вытесняют кальций из карбонатных минералов. Однако процесс сопровождался выделением свободной углекислоты. Следовательно, обмен ионов магния на кальций не является следствием доломитизации по реакции Мариньяка. И.Г.Киссин и С.И.Пахомов предполагают, что удаление магния из раствора связано с гидролизом его ионов при повышенных температурах

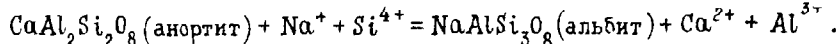


Итак, процессы метаморфизации при высоких температурах ведут к замене ионов Mg^{2+} воды ионами Ca^{2+} породы, за счет чего вода обогащается хлоридами кальция, если ее первоначальный состав был морским. Механизм рассматриваемого процесса рисуется экспериментаторами по-разному. Как показывает термодинамический расчет, реакция Мариньяка может идти и при низкой температуре, хотя экспериментами это не подтверждается. По-видимому, здесь решающее значение имеет фактор времени, действие которого в лабораторных условиях нельзя проверить. Пока нет данных для отрицания возможности образования доломитов в нормальных условиях по реакции Мариньяка, но в то же время нет никаких оснований приписывать этой реакции ведущую роль в формировании хлоридных рассолов типа ШБ — хлор-кальциевого [46, 54].

По Н.М.Страхову, вторичные доломиты имеют ограниченное распространение. С другой стороны, доломитизация скорее всего проходит по реакции Гайдингера, когда хлориды кальция не образуются



Если в водовмещающей толще нет доломитов или их мало, происхождение хлоридов кальция в рассолах объясняют реакцией альбитизации



Эта реакция ведет не только к преобразованию минералов пород, но и сказывается на изменении катионного состава растворов. Так, если растворы были хлоридными натриевыми, то в процессе альбитизации они метаморфизуются в хлоридные кальциевые. В условиях сжатия этот процесс может явиться энергетически выгодным, поскольку радиусы ионов Ca^{2+} и Al^{3+} (1,04 и 0,57 Å) больше радиусов ионов Na^+ и Si^{4+} (0,95 и 0,39 Å), занимающих их место в кристаллической решетке минералов. Приведенная реакция характерна для этапов глубинного эпигенеза.

Важным фактором, воздействующим на интенсивность преобразования пород, служит степень их водопроницаемости и ионной диффузии. В песчаных породах движение вод и перемещение ионов осуществляется сравнительно легко, в глинистых — затруднено. Поэтому более благоприятные условия для эпигенеза создаются в песчаных породах.

В соответствующей обстановке эпигенез может, вероятно, служить ведущим фактором формирования химического состава подземных вод. Тем не менее мы должны соблюдать известную осторожность при использовании реакции эпигенеза в интерпретации генезиса ионного состава вод. Процессы эпигенеза протекают настолько медленно, что даже в условиях весьма слабого движения подземных вод их влияние вряд ли будет ощутимым, так как при этом продукты эпигенетических реакций на накапливаются в жидкой фазе, а постепенно уносятся водой.

В.И.Лебедев на основании геоэнергетического анализа пришел к заключению, что явление абсорбции (не адсорбции) Mg^{2+} в обмен на Ca^{2+} энергетически оправдано, в то время как абсорбция Na^+ и K^+ в обмен на десорбцию Ca^{2+} и Mg^{2+} не должна иметь места. Следовательно, рассматриваемая проблема нуждается в дальнейшем обстоятельном изучении.

Любое объяснение генезиса природных вод необходимо увязывать с геологическими и гидрогеологическими данными. Если проследить размещение хлоридных кальциево-натриевых рассолов в земной коре, то, за исключением отдельных случаев, мы не установим генетической связи с петрохимическими особенностями вмещающих рассолы пород. Они залегают в разнообразных отложениях: и в таких химических инертных породах, как кварцевые пески, и в трещинах изверженных пород.

Глубинные рассолы хотя и не тождественны водам древних морей, в большинстве случаев носят унаследованный характер, т.е. в той или иной степени отражают состав древних морских бассейнов. Именно богатство подземных рассолов ионами кальция и принадлежность их к типу Шб унаследованы от древних морей. Химический состав вод Мирового океана, как и всей гидросферы, не остался постоянным. Он эволюционировал в течение геологического времени. Поэтому чем древнее рассол, тем в большей степени его состав отличается от состава современных морей и тем больше в нем содержится хлоридов кальция. Однако подземные воды кайнозойских отложений иногда оказываются более обогащенными хлоридами кальция, чем рассолы мезозойских отложений. И в этом нет ничего удивительного. Ведь погребенные рассолы отражают состав вод не Мирового океана, а отмежевавшихся от него морских бассейнов. В питании же последних участвовали не только океанские воды, но и поверхностные, подземные, гидротермы и т.д. В зависимости от того, какую роль в солевом балансе данного моря принимали перечисленные источники питания, формировался соответствующий химический состав его солевой массы [48].

Кратко остановимся на эндогенной гипотезе. В ее основе лежит предположение, что состав подземных хлоридных соленых вод и рассолов формируется главным образом путем проникновения в артезианские бассейны

хлоридов из верхней мантии Земли или магматических очагов. Иначе говоря, огромные массы заключенных в недрах хлоридов имеют не морское происхождение, а являются продуктом магматической деятельности. Эта гипотеза получила развитие в трудах В.Ф.Дерпгольца и сводится к следующему [20].

Литосфера и верхняя мантия (как и вся наша планета в целом) принадлежат к открытым физико-химическим системам. Отдельные ее части между собой связаны. Литосфера – некая "гидродинамическая энергетическая система", в глубокой части которой высокий энергетический потенциал, а в приповерхностной – низкий. Разность этих потенциалов заставляет двигаться легколетучие и легкоплавкие фракции от высоких энергетических потенциалов к низким. Движение флюидов может протекать также и под влиянием диффузии, возникающей в результате разности концентраций и температур (термодиффузия). Однако Дерпголец в транспортировке водного флюида главную роль отводит процессу фильтрации.

Согласно его предположению, возле поверхности Мохоровичича состав флюида должен быть силикатным. По мере движения вверх с понижением температуры и давления флюид теряет в результате кристаллизации часть своих компонентов, идущих на образование различных минералов, и постепенно становится все более обогащенным водой и хлоридами. Таким путем в верхней половине литосферы образуется зона хлоридных вод, которую Дерпголец назвал гидрохлорсферой.

Движение растворов и эксгалаций через земную кору осуществляется медленно, но в аспекте геологического времени приобретает громадные масштабы как в геосинклиналях, так и в платформенных областях. Этим обстоятельством Дерпголец объясняет факт повсеместного нахождения на больших глубинах идентичных по своему составу соленых и рассольных вод.

С позиции изложенной гипотезы трудно объяснить некоторые особенности в распространении рассолов. Например, отсутствие их в некоторых складчатых областях, сложенных изверженными породами, где как раз земная кора разбита тектоническими разломами, и создаются особо благоприятные условия для поднятия водных флюидов из магмы. Становится непонятным наблюдаемый парагенезис рассолов с соленосными отложениями. Рациональным зерном изложенной гипотезы является влияние вещества мантии на химию подземных вод, которое большинством исследователей полностью игнорируется, что нельзя считать правильным.

Главный недостаток гипотезы В.Ф.Дерпгольца в крайнем преувеличении роли эндогенного фактора. Этим же недостатком страдают физико-химические гипотезы происхождения рассолов и вертикальной гидрохимической зональности, в основу которых положен только один фактор и не учитывается влияние других, имеющих иногда равноценное значение. В разное время были выдвинуты гипотезы осмотического сгущения подземных вод, подземного испарения, гравитационной дифференциации ионов, самодиффузии, диффузии [23, 45, 46]. Наиболее сокружительной критике эти гипотезы подвергаются именно с физико-химической стороны. Не останавливаясь на критике этих гипотез, рассмотрим вопросы происхождения йода и брома в МВ.

Высокоминерализованные воды и рассолы нередко характеризуются значительными содержаниями брома и йода. Критерии для отнесения вод к категории минеральных по бром и йоду указаны в табл. 1 и 2. Бромистые воды значительно шире распространены в природе, чем йодистые. Особую ценность представляют йодо-бромные воды, удовлетворяющие кондиционным требованиям для минеральных промышленных вод по йоду и бром.

Накопление брома в природных водах происходит в результате их концентрирования, поскольку все соединения брома хорошо растворимы и не выпадают в осадок. Морская вода содержит 60 мг/л брома. Поэтому все подземные воды морского происхождения, а также рассолы континентального происхождения, образовавшиеся путем испарительного концентрирования, будут содержать много брома. Исключением являются подземные рассолы выщелачивания с очень низкими концентрациями брома. Максимальные количества брома обнаружены в рассолах нефтяных месторождений: несколько сотен, а иногда и тысяч миллиграммов в литре.

Йод, несмотря на высокую растворимость своих соединений, в водах океана не накапливается из-за способности в окислительных условиях земной поверхности переходить в элементарный йод, который обладает высокой степенью летучести. Одной из особенностей геохимии йода является связь его с живым веществом, выраженная гораздо более ярко, чем у брома. Поэтому йод концентрируется в некоторых морских водорослях, в почвах и илах, в образовании которых участвуют растительные организмы. Много йода содержится в тонкодисперсных породах, богатых органическим веществом. Установлено, что абсолютное содержание йода в подземных водах не зависит ни от химического типа воды, ни от величины их минерализации и, очевидно, обусловлено наличием органических веществ в недрах. Аналогично бром, йод в больших количествах содержится в нефтяных водах (несколько десятков миллиграммов в литре).

Остановимся на генезисе ионного состава наиболее ценных и оригинальных минеральных вод, к числу которых относятся гидрокарбонатные натриевые (содовые) воды [47]. Выяснение генезиса этих вод по существу сводится к решению вопроса о происхождении в них соды, поскольку на долю NaHCO_3 приходится 80–90%. О формировании вод содового типа сказано в учебных курсах по гидрогеохимии. Здесь же сосредоточим внимание на происхождении минеральных типичных содовых вод с высоким относительным и абсолютным содержанием NaHCO_3 . В минеральных источниках Боржоми (Кавказ) содержится NaHCO_3 около 6 г/л, Поляны Квасовой (Закарпатье) – около 9 г/л, Баля (Забайкалье) – до 15 г/л, Криницы (Польша) – около 26 г/л.

Специфической особенностью подземных крепких содовых вод является во многих случаях присутствие значительных концентраций свободной CO_2 . Подобного состава воды принадлежат к категории углекислых газовых МВ. Появление гидрокарбонатов натрия в природных подземных водах нельзя объяснить процессами выщелачивания солей из горных пород, поскольку содосодержание отложения – редкое исключение. Пока в

недрах земли открыто только одно месторождение ископаемой троны ($\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{NaHCO}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) в штате Вайоминг (США). Большинство исследователей главную роль в формировании углекислых содовых вод отводят реакциям катионного обмена по схеме Гедройца. А.М.Овчинников происхождение вод типа боржоми также связывает с процессами катионного обмена [38].

Механизм образования углекислых гидрокарбонатных натриевых вод рисуется следующим образом. Обогащенная эндогенной углекислотой подземная вода интенсивно растворяет известкостные породы. Образуются углекислые гидрокарбонатные кальциевые воды, которые затем вступают в реакции катионного обмена с коллоидным комплексом горных пород по общеизвестной схеме:



В процессе реакции гидрокарбонатная кальциевая вода преобразуется в гидрокарбонатную натриевую. Однако поскольку катионный обмен совершается в эквивалентных количествах, то в процессе преобразования химического состава воды минерализация ее изменяется совершенно незначительно. Поэтому для получения гидрокарбонатных натриевых вод типа боржоми с минерализацией 6–10, а иногда 20 г/л и даже более, необходимо, чтобы исходная гидрокарбонатная кальциевая вода имела минерализацию, близкую к указанной величине. Как показывают наблюдения, растворимость гидрокарбоната кальция в воде, насыщенной CO_2 в естественных условиях далеко не достигает приведенных цифр. Например, углекислые гидрокарбонатные кальциевые нарзаны содержат $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ порядка 2,5–3,0 г/л. При наличии же в воде растворенной соды и повышении температуры растворимость $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ резко падает.

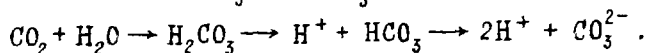
Согласно лабораторным экспериментам, растворимость $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ при высоких давлениях (до 56 атм) углекислого газа равна примерно 6,4 г/л [9]. Тем не менее возникновение гидрокарбонатных кальциевых вод с минерализацией 6,4 г/л в природе мало вероятно, так как высокие парциальные давления, по-видимому, возможны на больших глубинах, где господствуют значительные температуры, сводящие до нуля растворимость CaCO_3 . Кроме того, углекислые гидрокарбонатные натриевые воды обычно связаны со скальными породами (песчаниками, конгломератами, гранитами и пр.), размеры коллоидного поглощающего комплекса в которых совершенно ничтожны. Малая емкость поглощения таких пород исключает возможность влияния адсорбционного обмена на состав вод. Следовательно, концентрацию генезиса крепких содовых минеральных вод, отводящую главную роль катионному обмену по схеме Гедройца, надо считать необоснованной.

Более состоятельно предположение о происхождении рассматриваемых вод в результате адсорбционных процессов [46]. От охарактеризованных обменных адсорбционных явлений важно отличать другого рода обменные процессы между водой и горной породой, захватывающие более глубоко кристаллическое вещество (абсорбция), в которых главную роль играют ионы водорода. Интенсивность процесса определяется не

содержанием коллоидов, которые могут вообще отсутствовать в породах, а концентрацией водорода в воде и другими факторами.

Благоприятная обстановка для реализации рассматриваемого процесса создается, по-видимому, в зонах тектонических разломов, где горные породы подверглись разрушению и кристаллические решетки минералов имеют рыхлую структуру, что облегчает проникновение в них ионов водорода. Следует подчеркнуть, что свободный ион H^+ не существует в водных растворах: присоединяя одну молекулу воды, он образует ион гидроксония H_3O^+ . Вследствие маленьких размеров по сравнению с другими гидратированными ионами гидроксоний свободно внедряется в кристаллическую решетку минералов. В дальнейшем изложении под ионами водорода (H^+) следует подразумевать ионы гидроксония (H_3O^+).

В случае вытеснения ионами водорода из минералов иона Na^+ в воде может появиться сода. Особенно активно таким способом содообразование может осуществляться в углекислых водах. При растворении CO_2 образуются ионы H^+ , HCO_3^- и CO_3^{2-} по схеме



Вытесняемые из минерала ионы натрия в ассоциации с HCO_3^- и CO_3^{2-} дают соду.

Надо иметь в виду, что угольная кислота является слабой и в нормальных условиях диссоциирует незначительно. Так, для первой ступени диссоциации ее константа K_1 составляет всего $3.04 \cdot 10^{-7}$, а для второй ступени еще меньше: $K_2 = 4.01 \cdot 10^{-11}$. Однако уменьшение в растворе концентрации H^+ , вследствие указанного выше внедрения ионов водорода в кристаллическую решетку минералов, будет сдвигать равновесие вправо, переводя H_2CO_3 в H^+ и HCO_3^- . Вторая же ступень диссоциации вряд ли практически будет иметь значение при описываемых процессах. По-видимому, в недрах земли при высоком парциальном давлении углекислоты содообразование протекает более интенсивно. Образование крепких содовых минеральных вод (Боржоми, Поляна Квасова и др.) обязано именно этим процессам. Однако предлагаемое объяснение пока гипотетично и требует экспериментальной проверки.

Анализ геологической обстановки формирования некоторых типичных случаев образования крепких гидрокарбонатных натриевых вод позволяет наметить два возможных пути их происхождения. Во-первых, такие содовые воды способны зарождаться в обстановке невысоких положительных температур при обязательном участии большого количества углекислоты — источника HCO_3^- , длительного взаимодействия воды с породами и при соответствующем минеральном составе водоносных пород (например, типа щелочных гранитов). Во-вторых, характеризующие воды могут также образовываться при высокой температуре и значительном количестве CO_2 при слабом водообмене. Минеральный состав пород в этом случае не имеет решающего значения: в высокотемпературной обстановке исключается возможность накопления в водах $Ca(HCO_3)_2$ и $Mg(HCO_3)_2$. Разложению подвергаются только натриевые силикаты, и гидрокарбонаты натрия становятся преобладающими в растворе.

Перейдем к выяснению генезиса соды в воде более сложного состава, где ионы HCO_3^- делят первенство с ионами Cl^- . Особый интерес в генетическом и практическом отношении представляют углекислые хлоридно-гидрокарбонатные (или гидрокарбонатно-хлоридные) натриевые воды, относящиеся к водам типа эссенцуки и известные под названием соляно-щелочных. Этот тип вод обычно трехкомпонентный: среди катионов доминирует натрий, среди анионов — ионы хлора и гидрокарбонатные. Воды такого состава распространены в пределах Большого и Малого Кавказа, Кавказа, Камчатке, изредка в Забайкалье, встречаются в нефтеносных районах, но уже иного газового состава (метан, азот, сероводород).

Большинство гидрогеологов считает, что воды подобного состава формируются путем смешения. Так, согласно И.Я.Пантелееву [41], воды эссенцукского месторождения образуются в результате сложного взаимодействия и смешения вод различных горизонтов верхнего и нижнего мела. Главными составляющими являются углекислые воды валанжина, пресные воды песчано-глинистой толщи нижнего мела и соленые хлоридные натриевые воды верхнего мела. Встреча и взаимодействие этих трех типов вод происходит в тектонической зоне на стыке Северо-Кавказской моноклинали и Ставропольского поднятия.

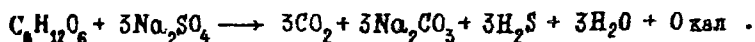
В этой трактовке серьезное сомнение вызывает основное положение о смешении вод трех разных составов. Ввиду (ламинарного) движения подземных вод смешение их возможно в самых верхних горизонтах, если восходящие минеральные воды встречают на своем пути грунтовый поток. В более глубоких горизонтах смешение крайне затруднено и может совершаться в исключительных случаях.

Происхождение минеральных вод типа эссенцуки можно объяснить по-другому, не прибегая к проблематическому смешению. Минерализацию этих вод создают по существу две соли — NaCl и NaHCO_3 , генезис которых неодинаков. Хлориды натрия имеют либо морское, либо магматическое (эндогенное) происхождение. Относительно точный ответ на этот вопрос возможен на базе палеогидрогеологического анализа. Появление в данных водах NaHCO_3 правильно связывать с упомянутыми выше абсорбционными процессами. Иначе говоря, углекислые хлоридные натриевые воды, взаимодействуя с породами, обогащаются гидрокарбонатами натрия, и в конечном счете формируются гидрокарбонатно-хлоридные (или хлоридно-гидрокарбонатные) натриевые воды.

Существуют углекислые сульфатно-гидрокарбонатные и хлоридно-сульфатно-гидрокарбонатные натриевые минеральные воды. К числу первых принадлежит всемирно известный источник Вржидло (Шпрудель) курорта Карловы Вары (Чехословакия). Происхождение вод такого состава до сих пор не имеет удовлетворительного объяснения.

Содовый тип (гидрокарбонатно-натриевый, по В.А.Сулину) характерен для вод некоторых нефтяных месторождений. По преобладающим ионам эти воды чаще всего хлоридные натриевые и реже хлоридно-гидрокарбонатные (или гидрокарбонатно-хлоридные) натриевые. Минерализация их, как правило, значительно выше 2 г/л. Они бессульфатны, обладают особым микрокомпонентным (Br , J , NH_4) и газовым составом (CH_4 , CO_2 , H_2S , NH_3).

Сода в нефтяных водах имеет в основном биохимическое происхождение, т.е. образуется в результате процессов десульфатизации, протекающих под воздействием сульфатвосстанавливающих и тионовых бактерий, жизнедеятельности которых способствуют анаэробная среда и обилие органического вещества в нефтеносных отложениях. Схематически восстановление сульфатов изображается так:



При десульфатизации вода обогащается H_2S и CO_2 : в ней понижается содержание SO_4^{2-} и появляется сода. Если десульфатизации подвергаются сульфатные кальциевые или магниевые воды, то сода не образуется, поскольку в воде отсутствует Na^+ . В данном случае процесс десульфатизации будет сопровождаться образованием карбонатов (кальцита, магнезита, доломита) и уменьшением минерализации исходной воды. Если в водном растворе кроме сульфатов кальция и магния присутствует Na_2SO_4 , то появление соды возможно только после выпадения в осадок основной массы ионов Ca^{2+} и Mg^{2+} . Стало быть, явления десульфатизации в водах не всегда заключаются в образовании соды.

Многие исследователи приписывают водам нефтяных месторождений морское происхождение. Однако при десульфатизации морской воды соды не получится, так как сульфатные ионы в ней целиком уравновешиваются ионами Ca^{2+} и Mg^{2+} . Чтобы обессульфаченная морская вода обогатилась содой, требуется еще одна стадия метаморфизации, которая может осуществляться путем адсорбционного катионного обмена (по Гадройцу) или адсорбционного — взаимодействием с натрийсодержащими силикатами. В ходе десульфатизации морская вода теряет часть ионов щелочных земель, переходящих в ассоциации с CO_3 в твердую фазу, и только оставшаяся в растворе часть этих катионов способна обмениваться на Na^+ . Следовательно, метаморфизованная таким способом морская вода остается существенно хлоридной натриевой (по преобладающим ионам), обогащаясь при этом в незначительной степени содой. Роль гидрокарбонатов натрия возрастает, если метаморфизации подвергается опресненная морская вода. По-видимому, такого генезиса содовые, хлоридно-гидрокарбонатные воды о.Сахалина. Вместе с тем высокая минерализация некоторых сахалинских содовых вод, превышающая минерализацию морской воды, не позволяет однозначно решить данный вопрос.

Пресноватые и слабо солоноватые содовые воды широко распространены в мезозойских терригенных отложениях Западной и Восточной Сибири, где их образование связывается с процессами криогенеза, вследствие которых из подземных растворов вымерзают бикарбонаты кальция и остаются в растворе бикарбонаты натрия. Промерзание пород сопровождается повышением минерализации отжимаемых содовых растворов.

Содовые воды Балейской и хлоридно-гидрокарбонатные натриевые воды Торейской котловин Восточного Забайкалья, сходные с боржомскими и эссентукскими водами Кавказа, генетически связаны с континентальными мезозойскими и кайнозойскими отложениями, образовавшимися в процессе континентального засоления в условиях аридного климата [28, 57].

Минеральные озера различных типов (см. главу XV) создают ореолы рассеяния компонентов своего состава в подозерных подземных водах, близких соответственно водам минеральных озер. Углекислые минеральные воды континентальных мезозойских и кайнозойских отложений артезианских бассейнов помимо Забайкалья известны в Монгольской народной республике.

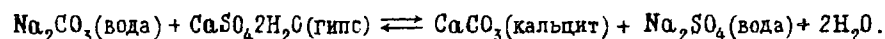
К категории минеральных вод, химический состав которых требует расшифровки, относятся высокоминерализованные сульфатные натриевые и магниевые воды [48]. Встречаются довольно часто также сульфатные кальциевые минеральные воды (Сергиевские в Куйбышевской области, "Звенячек" в Северной Буковине и др.). При объяснении генезиса последних редко возникают затруднения: химический состав их обычно формируется растворением гипса.

Сульфат натрия — довольно распространенный компонент в некоторых атмосферных осадках, в поверхностных и подземных водах верхней зоны оводненного водообмена. В то же время минералы, содержащие эту соль (мирабилит $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$, глауберит $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot \text{CaSO}_4$ и др.), встречаются в земной коре редко. Стало быть происхождение сульфатов натрия в водах процессами простого выщелачивания можно объяснить только в некоторых случаях.

А.И. Дзенс-Литовский отмечает образование сульфатных вод на востоке Тянь-Шаня за счет растворения мирабилитовых отложений. Зимой при охлаждении насыщенных сульфатом натрия вод мирабилит выпадает и возникают вторичные его отложения — мирабилитовые наледы.

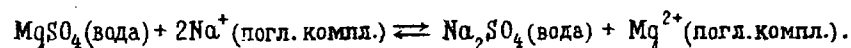
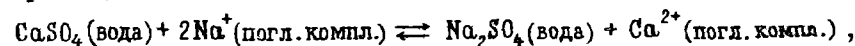
Первичные сульфатные натриевые воды образуются часто в коре выветривания изверженных пород при сернокислотном типе химического выветривания. В осадочных же толщах они чаще всего имеют вторичное происхождение.

Приведем наиболее характерные реакции. При действии содовых вод гипс замещается кальцитом, и гидрокарбонатные натриевые воды превращаются в сульфатные натриевые:



При смешении содовых вод с сульфатными кальциевыми реакция аналогична.

Если сульфатные кальциевые или магниевые воды фильтруются через глинистые породы, в поглощенном комплексе которых много натрия, то произойдет катионный обмен:



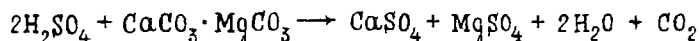
Эта реакция интенсивно протекает слева направо, в результате чего формируются почти чистые сульфатные натриевые воды.

Однако возникают серьезные затруднения при объяснении генезиса сульфатных натриевых вод высокой минерализации. В соляных озерах аридной зоны высокая концентрация Na_2SO_4 в рассолах создается ис-

паритетным концентрированием. Влияние этого фактора распространяется на неглубоко залегающие грунтовые воды. Поэтому сульфатный натриевый остаток минерализованных подземных вод принято объяснять катионным обменом по схеме Гедройца. Исходная сульфатная кальциевая вода, образовавшаяся за счет растворения гипса, взаимодействует с породами, содержащими поглощенный натрий, и в конечном счете метаморфизуется в сульфатную натриевую. Состав поглощенного комплекса при этом, как правило, не исследуется. При таком способе исключается образование сульфатных натриевых вод с минерализацией 5–7 г/л и даже, пожалуй, 3–4 г/л. Дело в том, что в результате течения такого типа обменной реакции, совершающейся в эквивалентных количествах, минерализация образовавшейся сульфатной натриевой воды будет мало отличаться от исходной сульфатной кальциевой. Минерализация же последней не может быть более 2–3 г/л. Следовательно, предлагаемое объяснение происхождения высокоминерализованных сульфатных натриевых вод пока проблематично.

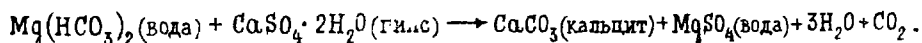
Воды с преобладанием в своем составе ионов сульфатного и магния встречаются очень редко. Образование подобных вод теоретически возможно в богатых магнием изверженных породах (габбро, дуниты, перидотиты) при сернокислотном выветривании. Чрезвычайно редко образуются скопления подземных высокоминерализованных сульфатных магниевых вод. Известные выходы источников такого типа связаны с рыхлыми глинистыми четвертичными, неогеновыми и плейстоценовыми отложениями (Баталинские источники).

Сернокислотное выветривание способно развиваться и в осадочных породах, содержащих сульфиды, при доступе к ним кислорода, в частности в пиритовых доломитах. При реакции взаимодействия серной кислоты, продукта окисления пирита, с доломитами



появляются сульфаты магния и сульфаты кальция. По преобладающим ионам такую воду следует называть сульфатной магниевых-кальциевой или кальциевых-магниевой.

При действии магниевых вод гипс замещается кальцитом



В результате гидрокарбонатная магниевая вода преобразуется в сульфатную магниевую. Некоторые исследователи именно этой реакцией объясняют накопление в грунтовых водах сульфатов магния.

При процессах раздоломичивания под воздействием сульфатных кальциевых вод увеличивается содержание в воде ионов магния за счет уменьшения эквивалентного количества кальция, и в результате формируются сульфатные кальциевых-магниевые или магниевых-кальциевые воды.

Месторождения сульфатных минеральных вод образуются преимущественно в окислительной обстановке, причем источниками сульфатных ионов являются либо гипсоносные толщи, либо продукты окисления сульфидов. В зависимости от этого месторождения делятся на соответствующие типы. Сульфатные минеральные воды встречаются часто в области

развития гипсоносных пород девона и верхней перми Европейской части СССР. Минеральные сульфатные воды, возникающие при окислении сульфидов, обычно отличаются от предыдущих своим химическим обликом. Они нередко содержат высокие концентрации тяжелых металлов, придающие им особые лечебные свойства (воды железистые, мыльфяковистые и т.д.).

Иногда при решении вопроса о происхождении сульфатных ионов в МВ возникают затруднения. В таких случаях исследуется изотопный состав серы сульфатных ионов. Так, было установлено, что в минеральных источниках Кисловодска (в том числе и сульфатного нарзана) значения δS^{34} от +11,4 до +12,0‰, т.е. близки юрским гипсам Пятигорска (+12,0‰).

Обычно величина δS^{34} сульфатных вод, связанных с окислением сульфидов, значительно ниже, если воды не подвергались процессам частичной десульфатизации, о чем свидетельствует наличие в воде H_2S .

Каково происхождение сульфатов в термальных водах? Слабоминерализованные термальные воды, выходящие на поверхность в сопровождении выделений азотных газов с примесью редких газов, в том числе относительно повышенных концентраций гелия, называются акратотермами. Они связаны обычно с неактивными в химическом отношении изверженными и метаморфическими породами, распространены в Тянь-Шане, Забайкалье, Балканах, Пиринеях и других районах. Минерализация вод типа акратотерм преимущественно 0,2–0,3 г/л. Сульфатные ионы в акратотермах находятся в ассоциации с ионами натрия. Содержание сульфатов натрия в них редко превосходит 100 мг/л. Сульфаты здесь образуются в результате окисления сульфидов, и накопление их лимитируется количеством растворенного в воде кислорода.

Наблюдаемые высокие концентрации сульфатных ионов в гидротермах не во всех случаях поддаются расшифровке. Главные трудности возникают при объяснении генезиса сульфатов в термальных водах районов современной или недавно потухшей вулканической деятельности, где они имеют эндогенное и экзогенное происхождение. Эндогенными в геохимической литературе считаются те сульфаты, которые образуются растворением в водах окислов серы, входящих в состав вулканических газов. К экзогенным принадлежат сульфаты, образовавшиеся в результате окисления кислородом воздуха сероводорода, сульфидов и элементарной серы. Переходя на язык гидрогеологии мы, следовательно, под эндогенными будем подразумевать сульфаты квинильного генезиса, а под экзогенными – вадозного.

Поствулканические процессы существенно отражаются на химии глубинных вод. В поствулканическую стадию под влиянием газов и агрессивных вод разрушались и минералогически перестраивались первичные породы с выносом ряда химических элементов. В результате разложения силикатных пород высвобождаются порообразующие компоненты – щелочные и щелочно-земельные и др. В упомянутом выше термальном источнике Врхидло (Харловы Вары) содержатся высокие концентрации иона SO_4^{2-} (1,7 г/л) в сочетании с Na^+ . В данном случае происхождение SO_4^{2-} можно объяснить составом летучих компонентов магмы (S , SO_2 , CO_2 и др.). При взаимодействии SO_2 с водой допустимо образование серной кис-

лоты, которая потом нейтрализуется горными породами. Таким образом, генезис термальных (73°C) вод Вржидло представляется сложным. Сами по себе термальные воды имеют в основном вадозное происхождение, но источниками образования в них сульфатов и гидрокарбонатов могут явиться магматические газовые эманации SO_2 и CO_2 , катионы же берутся из пород.

Каково же происхождение растворенных веществ в вулканических гидротермах? Поступают ли компоненты химического состава в воду из магмы, заимствуются ли из горных пород или имеют смешанный генезис? Согласно господствующим представлениям, анионный состав гидротерм формируется главным образом в результате растворения вулканических газов в подземных водах, причем различия в анионах обусловлены вертикальной диффузией кислых вулканических газов по степени растворимости, а также стадийностью поствулканической деятельности. Последняя выражается в последовательной смене преимущественно галлоидных и сернистых газов в начальных этапах, преимущественно сероводородно-углекислыми и углекислыми газами в заключительной стадии. Катионный же состав поступает в основном из пород, с которыми вступает в контакт насыщенная газами горячая вода.

Коснемся генезиса кремнистых терм. В принятой за основу классификации минеральных вод (см. главу II) за нижний предел отнесения к кремнистым термам берется содержание H_2SiO_3 , равное 50 мг/л. Ввиду очень низкой растворимости, кремниевая кислота в природных водах присутствует в ничтожных количествах. Однако в термальных щелочных водах растворимость ее резко увеличивается, достигая 100 мг/л и более. Очень большие количества SiO_2 обнаружены в гейзерах. Так, по данным Ф. Кларка, в гейзерах Йеллоустонского парка США содержание SiO_2 достигает 570 мг/л. При выходе воды гейзера на поверхность вследствие понижения температуры SiO_2 выпадает с образованием кремнистых туфов вблизи гейзера. Н. И. Хитаров, экспериментально изучавший растворимость кремнезема при высоких температурах ($300-600^{\circ}\text{C}$) и высоких давлениях ($1000-4000 \text{ кг/см}^2$), пришел (1957 г.) к выводу, что в подобных условиях в раствор переходит до нескольких граммов кремнезема на 1 л (глава XIII).

Рассмотрим некоторые микрокомпоненты, имеющие лечебное значение. К числу микроэлементов, присутствующих в минеральных водах, фармакологическое действие которых твердо установлено, кроме брома и иода, относятся мышьяк, железо, кобальт, медь, марганец и другие тяжелые металлы.

Для отнесения вод к категории минеральных мышьяковистых принят критерий 0,7 мг/л мышьяка. Мышьяк в природных водах распространен незначительно, что объясняется низким средним содержанием его в горных породах. В подземных водах среднее фоновое содержание мышьяка, по В. В. Аверьеву, не превышает 0,1 мг/л, максимальное в углекислых водах достигает 60-70 мг/л (Синегорские МВ, о. Сахалин), в кислых купоросных водах превышает 200 мг/л.

Мышьяк находится в МВ обычно в виде мышьяковистой (H_3AsO_3) и

мышьяковой (H_3AsO_4) кислот и продуктов их диссоциации (H_2AsO_3 и H_2AsO_4). Наличие тех или иных форм мышьяковых соединений зависит от окислительно-восстановительных условий и pH среды. В форме катиона AsO^+ мышьяк может встречаться только в сверхкислых водах при pH 0,3 [40].

На Кавказе в источниках Нахичевани содержание мышьяка составляет 17 мг/л, причем в районе выхода источника отмечаются жилы реальгара (AsS) и аурипигмента (As_2S_3). Выход источника приурочен к коре выветривания порфирирового массива, обогащенного железистыми и мышьяковистыми соединениями. По данным Г.А.Голевой [18], распространение мышьяковистых вод в западных областях Украины совпадает с районами мышьяковистого оруденения и связано с палеогеновыми осадочными песчано-глинистыми отложениями. Воды здесь обычно углекислые, минерализация их не превышает 3,0 г/л, содержание мышьяка 1,0–1,6 мг/л.

Для отнесения вод к группе железистых принято содержание железа 20 мг/л. Железо относится к числу наиболее распространенных элементов литосферы. Однако в природных водах концентрация этого компонента настолько незначительна, что его принято относить к числу микроэлементов. Миграционная способность железа очень низкая. В водах оно присутствует в виде закисного (Fe^{2+}) и окисного (Fe^{3+}) состояния. Двухвалентное железо легко мигрирует в кислых (pH < 4,1), слабее – в нейтральных и слабо – в щелочных водах. Для Fe^{3+} свойственна коллоидная миграция (в органических соединениях). Переход железа из пород в воду осуществляется либо под влиянием окислителей (кислород и др.), либо при действии кислот органических, угольной, серной и т.д. Наиболее высокое содержание железа наблюдается в кислых рудничных водах (несколько граммов в литре).

При бальнеологической оценке МВ необходимо учитывать содержание меди, кобальта, марганца, молибдена и некоторых других тяжелых металлов. Эти элементы усиливают всасывание железа в желудочно-кишечном тракте и стимулируют кроветворение; они необходимы для нормального функционирования ферментных систем организма. Однако до сих пор нет научно обоснованных критериев для их содержания в МВ.

Закон миграции меди довольно сложен и слабо изучен. Количество этого элемента в водах лимитируется величиной pH. В водах нейтральной или близкой к ней реакции содержание меди лишь 1–100 мкг/л. В кислых рудничных водах количество меди может составлять десятки и сотни миллиграммов в литре. При небольших содержаниях, которые чаще встречаются в природных водах (единицы мкг/л), медь может свободно мигрировать. Как полагают, гидроксид меди при содержании 1 мкг/л выпадает при pH = 8, что не часто встречается в природных водах.

Кобальт в природных водах обнаруживается редко, что можно объяснить малой его миграционной способностью и низким содержанием в горных породах. Вследствие способности кобальта менять валентность (Co^{2+} и Co^{3+}), его подвижность зависит от окислительно-восстановительных условий среды. Экспериментально показано, что подвижность кобальта растет с падением окислительного потенциала. Двухвалентный

кобальт мигрирует в составе истинных растворов в виде хлоридов, сульфатов и гидрокарбонатов. В природных водах содержание ионов кобальта выражается в единицах и долях микрограмма на литр. Более высокие концентрации кобальта обнаружены в водах, заключенных в трещинах основных и ультраосновных пород. В рудных водах медно-кобальтовых месторождений содержание кобальта достигает нескольких миллиграммов в литре.

Марганец в природных водах в ничтожных количествах встречается часто. Выпадение гидроокиси марганца при содержании 1 мкг/л происходит при $pH = 11$. Содержание марганца в водах обычно выражается десятками, а иногда сотнями микрограммов в литре. Сульфид марганца в зоне окисления может переходить в сульфат, который легко мигрирует. В Сибири содержание марганца отмечено в рудничных водах олово-полиметаллических месторождений максимальное: 1,62 мг/л; минимальное 0,1 мкг/л; среднее 10 мкг/л. В Центральном Казахстане марганец отнесен к элементам, наиболее широко распространенным в водах. Содержание его колеблется от 1 мкг/л до 50 мг/л (марганцевые рудопроявления).

Миграция молибдена в водах происходит наиболее часто в виде иона MoO_4^{2-} . Не исключена возможность переноса этого элемента в виде коллоидов, так как продукты окисления молибденита представляют рыхлые тонкодисперсные вещества. Ввиду высокой чувствительности спектрального определения молибдена и заметной растворимости его соединений, образующих комплексные анионы с кислородом как в условиях нейтральной, так и кислой сред, этот элемент сравнительно часто обнаруживается в водах. Содержание молибдена в природных водах выражается чаще в единицах и долях микрограмма на литр. Более высокие концентрации его зафиксированы в подземных водах коры выветривания основных и кислых (граниты) пород. Аномально высокие концентрации молибдена (10–15 мг/л) связаны с продуктами окисления сульфидных молибденовых руд.

К числу факторов, определяющих физиологическое действие минеральных вод, относится активная реакция (pH) воды. Среди минеральных вод известны как сильно кислые воды (так называемые купоросные рудничные воды и фумарольные термы), так и щелочные. В табл. 1 произведено подразделение минеральных вод по величине pH , которое служит также критерием определения возможности существования в водных растворах многих компонентов (H_2S , H_2SiO_3 , H_2CO_3 , тяжелых металлов и пр.).

Генезис кислых вод различен. Во-первых, они образуются действующими вулканами. Некоторые термальные источники Камчатки, Курильских островов и других районов современного вулканизма содержат высокие концентрации серной или соляной кислоты. Во-вторых, кислые воды формируются в осадочных и изверженных породах, включающих сульфидные минералы или рудные тела. В результате окисления сульфидов кислородом, растворенным в воде, появляются водородные и сульфатные ионы. Благоприятная обстановка для образования кислых вод создается в рудниках и шахтах. Подземные воды, поступая в горные выработки, обогащаются кислородом воздуха, что усиливает их окислительные свойства.

ва. К кислым и сильно кислым водам относятся весьма крепкие (до 500–600 г/л) хлоридные кальциевые рассолы.

Слабо кислая реакция характерна для всех углекислых вод и обусловлена наличием в них свободной углекислоты. Нейтральные и слабо щелочные воды наиболее часто встречаются среди сульфидных вод (в которых величина pH зависит от их карбонатного и сульфидного равновесия), а также среди минеральных вод повышенной минерализации.

Щелочная реакция, как правило, характерна для группы слабо минерализованных азотных терм (акратотерм), в которых величина pH связана в значительной мере с присутствием в этих водах больших количеств H_2SiO_3 .

Минеральные воды, как и другие виды природных вод, всегда содержат органические вещества сложного химического состава. Большая часть их находится в растворе в коллоидном состоянии, часть – в истинном растворе. Впервые на бальнеологическое значение органических веществ указал В.И.Вернадский [12]. Несмотря на малое количество, он считал, что бальнеологическое значение органических веществ может быть огромным. Оно должно быть огромным и в геохимическом эффекте.

Можно назвать два источника обогащения подземных вод органическими веществами: поверхностные воды и породы водоносных горизонтов. Содержание органических веществ в МВ колеблется в широких пределах – от 1,5–3 мг/л в водах, выходящих из изверженных пород, до 100 мг/л и более в водах, связанных с торфяными залежами (Хилово, 140 мг/л, Кемери, 118 мг/л) и нефтяными месторождениями (Майкоп, Хаджиженск, Сергиевск).

По характеру содержащихся органических веществ выделяют два типа МВ. В водах первого типа основная масса органического вещества состоит из битумов, в них нередко присутствуют нефтеновые кислоты и фенолы. В водах второго типа основная масса органического вещества состоит из гуминов, в них, как правило, присутствуют жирные кислоты и фенолы.

Центральным институтом курортологии и физиотерапии установлено повышенное содержание органических веществ типа битумов и гуминов в воде источника "Нафтуса" курорта Трусковец (15–25 мг/л битумов). Лечебное действие этого источника не может быть объяснено ни его ионным, ни микроэлементным составом [36]. К этому же типу относятся Березовские МВ под Харьковом (гумины, 12 мг/л) и вода Ундоровского источника близ Ульяновска (битумы, 21,8 мг/л). Однако в настоящее время нет достаточных клинических наблюдений для установления критерия содержания органических веществ в МВ.

Глава IV

ГАЗОВЫЙ СОСТАВ

В характеристике подземных минеральных вод важное значение имеет равновесие: подземные воды \rightleftharpoons природные газы. Обычно газ растворен в воде, но при избытке часть его может находиться в свободном (спонтанном) состоянии, т.е. в виде мельчайших пузырьков. Природные газы представляют собой, как правило, газовые смеси, в которых можно различать главные и второстепенные компоненты. Тем не менее наблюдаемое разнообразие природных газов по составу можно свести к трем основным группам: углекислые, азотные, углеводородные. Остальные газы представляют примеси. Главным компонентом углеводородных газов является метан.

Растворимость газов зависит от их состава, температуры, давления, минерализации и солевого состава воды. С повышением температуры при постоянном давлении растворимость газов в воде и водных растворах уменьшается, при низких температурах сильнее, чем при высоких. Растворимость газов уменьшается с увеличением концентрации растворенной в воде соли. По закону Генри растворимость газов прямо пропорциональна давлению газа над раствором. Такая зависимость лучше соблюдается при давлениях, близких к атмосферному. При давлениях свыше нескольких десятков атмосфер рост растворимости замедляется. Границы применимости закона Генри зависят от природы газа.

Вследствие падения давления при подъеме насыщенных газом подземных МВ к дневной поверхности избыток газа выделяется из воды и образуются газифирующие источники. Если в воде присутствуют соли, растворимость которых определяется концентрацией газа в воде, то при выделении газа равновесие нарушается и часть солей выпадает в осадок. Обычно выпадают карбонатные соли. Соли могут отлагаться и до выхода воды на поверхность. Вследствие этого эксплуатационные буровые трубы заполняются отложениями солей и преждевременно выходят из строя.

В генетическом отношении различают газы магматического, метаморфического, химического, биохимического, радиационно-химического,

радиогенного и ядерного происхождения. В глубоко расположенных слоях осадочных пород, где существование микроорганизмов вследствие высокой температуры ($> +100^{\circ}\text{C}$) невозможно, а также в гранитной и базальтовой оболочках земной коры газы биохимического происхождения отсутствуют. Радиационно-химические и ядерные реакции газообразования имеют подчиненное, хотя и важное значение.

В земной коре в газообразном виде встречаются углекислота, кислород, азот, углеводороды, водород, гелий и другие благородные газы, окислы азота, аммиак, сероводород, окислы серы и другие соединения. Рассмотрим генезис только тех газов, которые сообщают водам лечебные свойства. Одной из важных составных частей многих лечебных МВ, обуславливающих их отличие от обычных пресных вод действие, является углекислый газ (CO_2). Наличие в воде определенных количеств этого газа придает ей специфические черты. Углекислые газовые воды представляют особую лечебную ценность как при внутреннем, так и наружном применении. Даже обычная пресная вода, насыщенная углекислотой, становится эффективным лечебным средством.

Для углекислых вод, используемых для внутреннего употребления, за критерий содержания углекислоты принимается 500 мг/л CO_2 . При использовании МВ для углекислых ванн содержание в ней CO_2 должно быть не менее 1,4 г/л, так как растворимость углекислого газа в воде при температуре ванн $33-37^{\circ}\text{C}$ и при обычном атмосферном давлении 750–770 мм составляет 1,2–1,1 г/л. Зависимость растворимости CO_2 от концентрации твердых растворенных веществ практического значения не имеет: при повышении минерализации на 1 г/л растворимость углекислоты понижается только на 1%. Чтобы выделялись пузырьки растворенного газа, раствор должен быть насыщенным, а еще лучше перенасыщенным. С учетом потери газа при нагреве и транспортировке МВ к ваннам за нижний предел принято содержание CO_2 , равное 1,4 г/л [24].

Следует учитывать, что растворимость углекислого газа в воде резко уменьшается с повышением температуры: при 0°C и атмосферном давлении 760 мм она составляет 3,35 г/л, при 20°C соответственно 1,69 г/л, при 40°C – только 0,97 г/л.

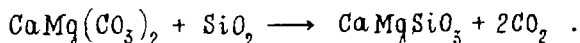
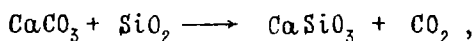
Углекислота играет особую важную роль в гидрохимических процессах. Она, с одной стороны, увеличивает растворяющую способность вод, а с другой, сама по себе является источником образования ионов. В атмосферном воздухе содержится всего 0,03% CO_2 по объему. В поверхностных водоемах CO_2 своим присутствием определяет карбонатную систему химического равновесия – наиболее важную для пресных вод.

Самые высокие концентрации CO_2 наблюдаются в МВ, с чем сопряжены и более значительные содержания в них гидрокарбонатных ионов. В результате биохимических процессов в подземном воздухе зоны аэрации накапливается относительно много углекислоты – до 1% и более. Отметим, что растворимость CaCO_3 при 0,3% CO_2 будет 133 мг/л, при 1% CO_2 соответственно 203–210 мг/л и т.д. Интенсивность физико-химических процессов определяется количеством CO_2 в воде, которая переводит в раствор не только карбонаты, но и силикатные минералы. Однако

пополнение запасов углекислого газа в земной коре совершается за счет не только атмосферного воздуха и биохимических процессов, но и всевозможных химических реакций и магматических явлений. С последними (это необходимо особенно подчеркнуть) связано образование ценных в бальнеологическом отношении углекислых газовых вод.

Накопление больших количеств углекислоты в земной коре обеспечивается метаморфическими, особенно магматическими процессами и в меньшей степени — биохимическими реакциями. В этой связи различают углекислоту неорганического и органического происхождения. Углекислые газовые воды распространены в областях современного и недавно потухшего вулканизма, а также в областях с мощным развитием битуминозных пород. В последнем случае формируются воды со смешанным газовым и анионным составом.

Углекислый газ, поднимаясь из магматических очагов и зон метаморфизма горных пород, может насыщать как высокоминерализованные, так и почти пресные воды. Полагают, что под действием высоких температур карбонаты подвергаются разложению с выделением углекислоты. Так, по мнению С.Мацуо, углекислый газ образуется при соприкосновении магмы, содержащей свободный кремнезем, с карбонатными породами земной коры



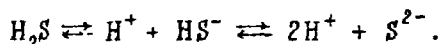
В.А.Соколов [53], не отрицая возможности образования углекислоты метаморфическим путем, относит CO_2 , наряду с H_2O , к числу основных компонентов, поступающих из верхней мантии. Надо думать, что неорганическая углекислота в минеральных водах образуется двумя указанными путями^х.

Органическая углекислота образуется в результате биохимических реакций, например, при восстановлении сульфатов. В последнем случае вместе с CO_2 продуцируется сероводород. Так подземные воды пополняются ионами HCO_3^- и CO_3^{2-} . В результате изменяется первоначальный химический тип воды и иногда формируются содовые воды. Органическое происхождение углекислоты удается установить по ассоциации с другими газами тоже биохимического происхождения (H_2S , CH_4 и др.). Точно так же подземные воды, содержащие много органической углекислоты, характеризуются бессульфатностью, более высокой концентрацией ионов хлора и значительной минерализацией. Примером таких вод являются гидрокарбонатно-хлоридные натриевые, образующиеся в районах нефтяных месторождений.

Углекислые воды отличаются разнообразным ионным составом, что указывает на возможность обогащения эндогенной углекислотой подземных вод различного исходного химического состава и минерализации.

^х См. главу III.

Следующим газом, имеющим важное бальнеологическое значение, является сероводород. По наличию в составе вод H_2S (сероводорода) и HS^- (сульфидов) выделена группа сероводородных (сульфидных) вод. В качестве нижней границ. для отнесения минеральных вод к этой группе принято содержание общего сероводорода^х 10 мг/л (табл. 1). В природных водах H_2S может присутствовать в виде растворенного газа и диссоциированной сероводородной кислоты. Частичная диссоциация H_2S происходит в две степени



Соотношение форм H_2S в воде устанавливается по величине pH. В кислой среде присутствует преимущественно H_2S , щелочной HS^- и только в сильно щелочной становится возможным появление иона S^{2-} . Сероводород в воздухе крайне неустойчив, окисляется с образованием воды и SO_2 .

В зависимости от степени диссоциации H_2S различают две разновидности вод: собственно сероводородные и гидросульфидные или гидросернистые, содержащие преимущественно ионы HS^- . Существует и промежуточная разновидность гидросульфидно-сероводородных вод. С названными разновидностями парагенетически связаны свои особые химические типы МВ.

Появление сероводорода в природных водах обусловлено причинами органического и неорганического характера. Сероводород является одним из продуктов распада белкового вещества, содержащего серу, поэтому сосредоточен он часто в придонных слоях водоемов — месте гниения органических остатков. Кроме того, сероводород образуется путем восстановления сульфатов в анаэробных условиях. Большие количества H_2S выделяются вулканическими газами.

Присутствие H_2S в подземных водах — нередкое явление. В повышенных количествах (иногда до нескольких сотен миллиграммов на литр) он содержится в водах замкнутых в гидрогеологическом отношении структур, в частности в водах нефтяных месторождений. Много сероводорода также в источниках вулканических областей. Концентрация H_2S зависит от наличия органического вещества, содержания сульфатов и других причин. Из-за очень высокой растворимости H_2S воды, полностью насыщенные этим газом в земной коре, по-видимому, не встречаются. Но в газе, выделяющемся из сероводородных вод, чаще азотно-метановом, наблюдается всегда некоторое количество сероводорода, соответствующее его парциальной упругости в растворе.

Газ — азот (N_2), будучи по природе инертным, все же участвует в гидрогеохимических процессах, косвенно являясь первопричиной появления в воде ионов NH_4 , NO_2 , NO_3 . Растворенный в минеральных водах азот преимущественно воздушного происхождения. Наряду с этим в приро-

^х Под общим сероводородом понимается в основном сумма: $\text{H}_2\text{S} + \text{HS}^- + \text{S}^{2-}$.

де широко распространен азот биогенного происхождения, возникающий в результате денитрификации. Какие-то количества азота, по-видимому, выделяются из мантии [53].

К категории азотных термальных вод принадлежат упомянутые выше акратотермы — щелочные слабоминерализованные воды выщелачивания атмосферного происхождения, часто обогащенные кремниевой кислотой (кремнистые термы). Иванов и Невраев к кремнистым термам относят также весьма своеобразный тип азотно-углекислых "перегретых" терм (на глубине температура их достигает 200–300°C) областей современного вулканизма. Эти термы хлоридного натриевого состава с однообразной минерализацией (2–5 г/л), исключительно высоким содержанием H_2SiO_3 (до 300–600 мг/л) и иногда бора. Термы используют в энергетических целях в Новой Зеландии, Исландии, Калифорнии, на Камчатке, Курильских островах.

Газ метан (CH_4) относится к числу распространенных в подземных водах. В газовой фазе подземных вод почти всегда количественно преобладает либо азот, либо двуокись углерода, либо метан, или два из этих газов в различных сочетаниях. Основными источниками образования метана и других углеводородных газов в природе служат дисперсные органические вещества в осадочных породах, а для метана — еще и угольные пласты. Главной частью углеводородных газов является метан, на долю которого нередко приходится более 90%. Метан может быть и вулканического происхождения. Для насыщения подземных вод углеводородными газами благоприятна восстановительная обстановка. Накопление в водах растворенных углеводородов способствует наличие пород, обогащенных органическими веществами, и повышенная температура, усиливающая процессы образования и выделения (десорбции) углеводородных газов. Содержание растворенных углеводородов в водах увеличивается с ростом глубин залегания.

С углеводородными газами связан определенный химический тип МВ. Насыщенные метаном воды бывают бессолевными или слабо сульфатными. Углеводородные газы устойчивы в анаэробных условиях гидрогеологически закрытых структур. К этим же структурам приурочены высокоминерализованные воды и рассолы хлоридного натриево-кальциевого состава, месторождения нефти и газа [3].

Проследивая в региональном плане взаимосвязь химического и газового состава МВ, можно выделить территории, в пределах которых распространены определенные типы МВ с характерным химическим и газовым составом.

Глава У

ТЕМПЕРАТУРА

Температура МВ может изменяться в очень широком диапазоне: от 0°C и даже ниже (в области многолетней мерзлоты) до $200\text{--}300^{\circ}\text{C}$ (в области современного вулканизма^х). Согласно современным представлениям о механизме действия лечебных МВ, температура воды не может быть признаком, отличающим действие того или иного источника от действия обычной пресной воды. Как пишут Иванов и Невраев, невозможно доказать, что ванны из рассола, выходящего из земных недр с температурой $37/38^{\circ}\text{C}$, будут отличаться по своему действию от ванн из холодного рассола, подогретого до соответствующей температуры. То же можно сказать и о действии питьевых МВ. Следовательно, температура воды источника, без наличия других показателей, не может служить основанием для отнесения МВ к лечебным.

Тем не менее при оценке МВ температура должна приниматься во внимание, поскольку она является одним из ведущих факторов формирования химического состава подземных вод [46]. Горячая вода обычно отличается по химическому составу от холодной. За критерий, отделяющий теплые воды от холодных, принята температура 20°C (см. табл. 1). Существенное значение имеет температура МВ при организации их лечебного использования. Воды с температурой $35\text{--}42^{\circ}\text{C}$ наиболее ценны в бальнеологическом отношении, так как их применение не связано со специальными устройствами для нагрева или охлаждения, которые снижают природные свойства (содержание газов, радиоактивность, pH).

Воды с температурой $20\text{--}35^{\circ}\text{C}$ нуждаются только в небольшом подогреве, который не вызовет заметных изменений в качестве лечебной воды, что имеет особое значение для слабо радоновых и слабо сульфидных вод. Воды с температурой выше 42°C требуют специальных, иногда довольно сложных устройств для охлаждения с минимальными потерями лечебных свойств. Такие устройства должны предотвратить утечку газов и радона из МВ.

^х Ближе поверхности земли. С глубиной температура МВ возрастает.

С повышением температуры изменяется растворяющая способность воды. Наиболее распространенные в природных водах соли, обуславливающие минерализацию, по-разному реагируют на температурный фактор: растворимость одних солей сильно увеличивается с ростом температуры, других, наоборот, падает; некоторые соли слабо реагируют на изменение температуры.

С ростом температуры увеличивается диссоциация воды, так как такой процесс эндотермичен. В результате повышения температуры и одновременно давления изменяется не только химический состав воды, но и ее реакционная способность. В условиях повышенных температур гидролизу подвергаются наряду с простыми солями силикаты и алумосиликаты. Интересно подчеркнуть, что при 100°C pH воды будет не 7, а 6,1.

Как известно, растворимость натриевых солей в общем увеличивается с возрастанием температуры, а кальциевых (кроме CaCl_2) — падает. Растворимость кремнезема в определенных условиях пропорциональна росту температуры. Растворимость MgCO_3 даже в воде, насыщенной CO_2 , с увеличением температуры от 13 до 100°C падает с 28,4 до 0,0 г/л. Аналогично изменяется и растворимость карбонатов кальция.

Растворимость углекислоты с ростом температуры заметно уменьшается. Увеличивается с возрастанием температуры растворимость многих соединений мышьяка и бора. При очень высоких температурах растворимость хлоридов резко изменяется (см. табл. 6). Наибольшей растворимостью из хлоридных солей обладает хлористый кальций, а наименьшей — хлористый натрий.

Согласно В.И. Кононову, температура является решающим фактором в формировании геохимических особенностей гидротерм, поскольку от нее зависят физико-химические свойства воды. Она влияет не только на характер, интенсивность и направление взаимодействия вод и пород, но под воздействием температур происходит выпаривание подземных вод и увеличение их минерализации. Так, на ключевой площадке Больших Банных источников на Камчатке температура вод даже в соседних грифонах различна. С увеличением температуры этих источников от 20 до 100°C и более общая минерализация вод в среднем возрастает от 56 до 116 мг/л, содержание SO_4^{2-} — от 4 до 445 мг/л, Cl^- — от 0,8 до 100 мг/л. Особенно характерно увеличение в более горячих водах содержания кремнекислоты: от 6 до 200 мг/л. Количество же ионов HCO_3^- , Ca^{2+} и Mg^{2+} в водах сначала возрастает с увеличением температуры, а затем снижается. Это может свидетельствовать о выпадении из раствора карбонатов кальция и магния при дегазации гидротерм.

Величина температуры определяет фазовые переходы, свойства и структуру воды, течение биохимических реакций и скорость химических реакций. Для биохимических процессов характерным порогом является 50°C — начало свертывания белков и замирание органической жизни, хотя жизнедеятельность некоторых видов бактерий возможна и при больших температурах.

Изменение температуры сказывается на вязкости воды. Единица вязкости — сантипуаз — определена при 20°C. При охлаждении воды

до 0°C вязкость воды достигает 1,789 сантипуаза, а при нагревании до 100°C уменьшается до 0,284 сантипуаза. С температурными условиями тесно связаны степень подвижности воды и проницаемость пород. В результате повышения температуры с глубиной освобождается физически связанная вода и увеличивается пористость горных пород и их фильтрационная способность.

Таким образом, в процессе передвижения подземных вод из верхних, холодных, горизонтов в нижние, нагретые, температура выступает в роли косвенного фактора преобразования химического состава вод. По мере опускания подземных вод под воздействием температурного градиента некоторые соли, выпадая в осадок, постепенно уходят из раствора и заменяются такими солями, для которых высокотемпературная обстановка более благоприятна. В связи с этим изменяется химический тип воды. Хотя некоторые типы вод (например, хлоридные натриевые) могут существовать в очень широком диапазоне температур, тем не менее для каждой температурной зоны характерен свой особый химический состав.

В сказанном можно убедиться на примере районов с глубокой циркуляцией подземных вод и развитием геохимически инертных пород. Слабоминерализованные термы северных цепей Тянь-Шаня и термы Прибайкалья являются по катионному составу натриевыми, хотя в области их питания распространены гидрокарбонатные кальциевые воды. На больших глубинах, где господствуют высокие температуры, гидрокарбонатные кальциевые воды становятся неустойчивыми и преобразуются в силикатно-гидрокарбонатные натриевые, что сопровождается образованием минерала кальцита. Наряду с метаморфизацией вод идет обогащение их путем растворения ионами силикатов натрия.

Подземные воды, погружаясь в недра земли, подвергаются воздействию региональных геотермических полей, обусловленных общим геотермическим градиентом, или локальных термических аномалий, возникающих при внедрении магматических масс.

Величина геотермического градиента зависит от характера геологических структур, литологического состава пород и других обстоятельств. В среднем для верхней части земной коры температура на каждый километр глубины увеличивается на $32,9^{\circ}\text{C}$; на глубине 20 км вероятное ее значение достигает 600°C , а на нижней границе земной коры — $1000\text{--}1100^{\circ}\text{C}$ [8]. Подземная гидросфера содержит преимущественно термальные воды и только небольшая зона вод и пород земной коры является охлажденной. Как показало бурение, уже на глубине 2000–3000 м вскрываются воды с температурой $70\text{--}100^{\circ}\text{C}$ и более. В районах тектонических нарушений эти воды выходят на поверхность в виде горячих источников или парогидротерм.

Необходимо отметить, что на большой глубине прослежена зона термальных хлоридных рассолов типа ШБ. Эти рассолы по преобладающим катионам местами являются кальциево-натриевыми, натриево-кальциевыми и даже кальциевыми. В Восточной Сибири, в Восточной Туркмении и США обнаружены весьма крепкие (500–650 г/л) термальные хлоридные

рассолы, состоящие на 80–90% из хлоридов кальция. Как показали наблюдения [42], указанного состава рассолы по-видимому могут существовать только при высокой температуре и давлении. Так, рассолы, вскрытые на глубине 1130 м с температурой 40,7°C, при выходе на поверхность имели 12–15°C. Вследствие изменения термодинамических условий из этих рассолов кристаллизовались соли, главным образом хлориды кальция.

В соответствии с современным уровнем знаний по геотермии недр, целесообразно выделить ряд гидротермических сфер, а в пределах каждой сферы – гидротермические [15, 34] зоны. Сферу льдов и отрицательнотемпературных подземных вод (криопэг-ов) соответственно подразделить на зоны: льдов – верхнюю и криопэг-ов – нижнюю. Сферу положительнонотемпературных вод в жидкой фазе разделить на зоны: холодных, горячих и вскипающих вод. Сферу преобладания паровоздушной фазы воды разделить на зоны: атмогидротерм и атмотерм. Наконец, должна быть выделена обширная сфера диссоциированной воды больших глубин (табл. 7).

Таблица 7

Сводная классификация подземных вод по температуре

Гидротермическая сфера	Зоны и подзоны	Температура, °C	Область применения
I	Подземные льды, отрицательнотемпературные воды (криопэги)	0–35	Для лечения не используются. Природные холодильники
	Холодные воды (лэги) очень холодные	0–4	Лечебные питьевые. С подогревом: для вани.
	холодные	4–20	Для водоснабжения.
	холодноватые (теплые)	20–35	Местная теплофикация
II	Горячие воды (термы) низкотемпературные (прототермы)	35–55	Без охлаждения и с охлаждением для водных процедур в лечебном деле.
	среднетемпературные (мезотермы)	55–75	Местная теплофикация, теплофикация небольших поселков и сельского хозяйства. Теплофикация городов
	высокотемпературные (эпитермы)	75–100	
	Вскипающие ^x перегретые воды (гипертермы) низкотемпературные (протогипертермы)	100–200	Для лечения не используются. Используются в теплоэнергетике
	среднетемпературные (мезогипертермы)	200–375	
III	высокотемпературные (эпигипертермы)	375–500	
	Атмогидротермы	500–700	В практических целях не используются
	Горячие пары: воды и ее диссоциаты – атмотермы	700–1200	
IV	Диссоциаты: воды	1200	

^x В широком смысле слова к парогидротермам относятся все вскипающие воды, т.е. с температурой выше 100°C.

Минеральные лечебные воды используются для питья в холодном и подогретом виде, а для ванн — с температурой преимущественно 35–36°C, очень горячие воды требуют охлаждения. В народнохозяйственных целях используются холодные воды для водоснабжения; теплые и горячие воды ниже 55°C — для местной теплофикации; очень горячие — для теплофикации сельского хозяйства, небольших населенных пунктов. Наконец, перегретые воды используются для теплоэнергетики [59].

На земном шаре наблюдаются области с нормальным гидротермическим режимом и средним геотермическим градиентом, области с пониженным гидротермическим режимом и низким геотермическим градиентом. Различают также области аномальные с повышенным геотермическим градиентом, к которым относятся районы современной вулканической деятельности и неосейсмические районы с выходом термальных вод на поверхность. Это области современной интенсивной неотектонической деятельности. Именно они представляют большой интерес в отношении горячих вод лечебного и теплоэнергетического значения. Здесь ближе всего к поверхности находятся горячие и вскипающие воды [32].

На земном шаре известны также районы с обширными площадями самовосгорания углей и сланцев и участки интенсивного окисления сульфидов, к которым приурочены горячие подземные воды. Некоторые соляные озера нагреваются летом до 35°C и более — гелиотермы.

На территории СССР намечаются четыре области со следующими возможными глубинами залегания перегретых вод: I — менее 2,5 км, II — от 2,5 до 5 км, III — от 5 до 10 км, IV — более 10 км. Наиболее широко распространены области II и III [8].

Преобладающая минерализация пластовых перегретых вод 10–100 г/л и более, состав хлоридный натриевый до кальциевого, pH изменяется от 6 до 8. Наиболее распространены в этих водах газовые компоненты CH_4 и N_2 . В отличие от пластовых, трещинно-жильные перегретые воды характеризуются слабой минерализацией (редко превышающей 2–3 г/л), переменным анионным составом с преобладанием среди катионов натрия. Они обогащены большим количеством микроэлементов и в значительной степени газонасыщены азотом.

Глава VI

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ И ПРОВИНЦИИ МИНЕРАЛЬНЫХ ВОД

По размещению МВ на территории СССР и смежных с ним зарубежных стран Азии можно объединить в три ассоциации: углекислые гидрокарбонатные кальциевые холодные, которым сопутствуют углекислые воды иного состава и нередко горячие; азотные термальные различного анионного состава, преимущественно натриевые кремнистые; метановые хлоридные натриевые, наряду с которыми встречаются воды иного газового состава; температура вод закономерно растет с глубиной; азотные газы воздушного происхождения сменяются с глубиной углеводородными биогенными.

Территории распространения этих ассоциаций МВ называют провинциями. Кроме МВ, характерных для провинций, встречаются воды, формирование которых зависит от местных факторов. Эти воды называются апровинциальными. К ним относятся железистые грунтовые воды, обязанные своим возникновением локальным скоплениям в породах железистых минералов, в основном пирита, и радоновые воды кислых интрузивных пород. Апровинциальные МВ встречаются в провинциях и вне провинций. Территории, для которых провинциальные воды не характерны, относятся к апровинциальным, на них встречаются лишь апровинциальные МВ. Таковы Балтийская область развития кристаллических пород, Урал и некоторые другие. Однако в ряде случаев железистые, радоновые воды в пределах соответствующих провинций относятся к водам провинциальным. Так, например, существуют углекислые радоновые и железистые воды, термальные радоновые воды и т.п.

Приводим краткую характеристику (рис. 3) провинций МВ [17,25].

Первая провинция сероводородно-углекислых, углекислых, азотно-углекислых разнообразного ионного состава МВ с преобладанием пресных и солоноватых гидрокарбонатных щелочноземельных холодных вод приурочена в основном к альпийской складчатой зоне (Кавказ, Памир, п/о Камчатка, Курильские острова) и активизированным зонам земной

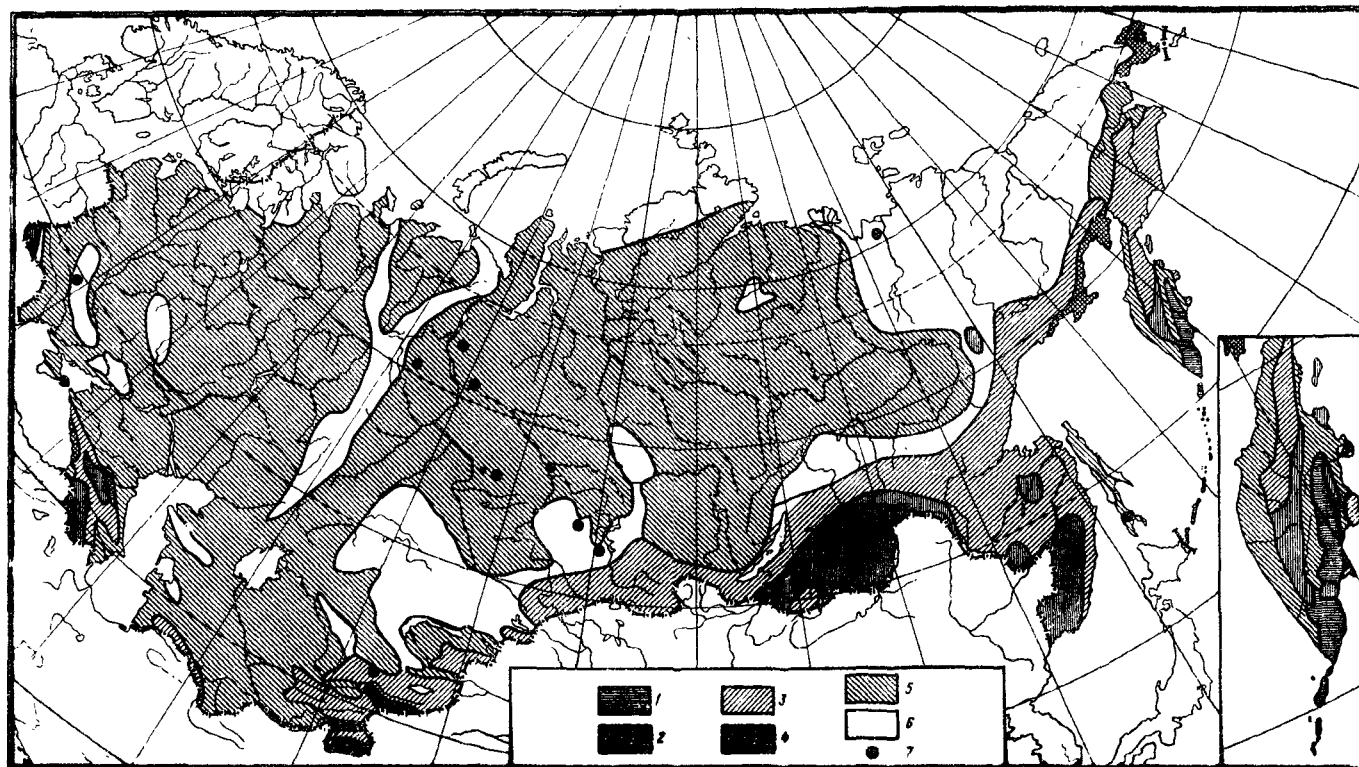


Рис.3. Схематическая карта провинций минеральных вод СССР

- 1, 2 – первая провинция углекислых вод; подпровинции: 1 – сероводородно-углекислых термальных вод, парогидротерм и гейзеров областей современной вулканической деятельности (Юго-Восточной Камчатки и Курильских островов); 2 – углекислых и азотно-углекислых преимущественно холодных вод различного состава областей молодого угасшего вулканизма;
- 3, 4 – вторая провинция азотных термальных вод; подпровинции: 3 – азотных термальных преимущественно слабоминерализованных натриевых вод континентального происхождения; 4 – азотных и метановых термальных солевых вод морского генезиса;
- 5 – третья провинция метановых и азотных разных по минерализации и составу вод артезианских бассейнов;
- 6 – апроvincialные области и районы с редкими месторождениями минеральных вод существенно железистых и рапоровых;
- 7 – отдельные месторождения и проявления углекислых вод и их группы за пределами первой провинции

коры, омоложенным в кайнозойское время (Тянь-Шань, Восточный и Западный Саяны, Забайкалье), которые характеризуются проявлением кайнозойского вулканизма.

Провинция сложена разнообразными по возрасту, составу и генезису породами. Местами довольно широко развиты кислые и основные лавы кайнозойского возраста, действующие и потухшие вулканы, молодые дайковые образования. Породы осалочного комплекса, особенно палеозойские, глубоко метаморфизованы. Отмечается преобладание гидрогеологических массивов трещинных вод, в отдельных областях провинции широко развиты вулканогенные супербассейны^х, разнообразные артезианские и адартезианские бассейны^{хх}. В соответствии с типом гидрогеологических структур, их геологическим возрастом, гидрохимическим разрезом, физико-географическими условиями, определяется состав углекислых вод и его изменение в пространстве. Формирование МВ обусловлено в основном воздействием на них углекислого газа – продукта современной и недавно угасшей вулканической деятельности. Как правило, минеральные углекислые воды гидрогеологических массивов и вулканогенных супербассейнов – пресноватые и солоноватые. Углекислые воды артезианских бассейнов более высоко минерализованы – оолоноватые, соленные, а иногда и рассольные.

В первой провинции выделяются две подпровинции. К первой подпровинции, Камчатско-Курильской, относятся области современной вулканической деятельности: 1) юго-восточная Камчатка; 2) Курильские острова. Для них характерно широкое развитие действующих вулканов и как следствие – вулканогенных супербассейнов. Для Камчатско-Курильской гидроминеральной подпровинции типичны горячие и высокотермальные сероводородно-углекислые и азотно-углекислые воды. Среди них специфические солянокислые фумаролы кратера вулкана Эбеко (о-в Парамушир), сернокислые сольфатары вулкана Головинина и соляно-сернокислые вулкана Менделеева (о-в Кунашир). Катионный состав этих терм очень сложен; характерно наличие водорода, алюминия, железа и др.; низкий pH, высокие температуры. Таковы отличительные особенности вод современных действующих вулканов, которые формируются под воздействием вулканических экзгаляций и тесно связаны с фумарольными полями. Основная масса вод этих терм атмосферного происхождения. Наряду с ними следует отметить азотно-углекислые парогидротермы типа Паужетских источников. Это слабо солоноватые хлоридные натриевые термы с высоким содержанием кремниевой кислоты и бора; их pH около 8. Относятся они к ранним мофеттам.

Термальные воды Камчатско-Курильской гидроминеральной подпровинции имеют большое народнохозяйственное значение. Эти воды используются для выработки электроэнергии (Паужетское месторождение парогидротерм) и теплофикации парников (Паратунское месторождение). Ми-

^х К вулканогенным супербассейнам относятся кайнозойские вулканические образования – потоки, покровы, вулканы и т.п.

^{хх} К адартезианским бассейнам относятся синклинальные структуры с пластово-трещинными водами по прямому течению, приуроченные к отрицательным элементам рельефа.

неральные отложения некоторых терм (например, серы) имеют практическое значение и эксплуатируются. Геоэнергетическая станция-лаборатория, санаторий известны на Паратунских источниках.

Вторая подпровинция углекислых вод охватывает обширные территории недавней утратившей вулканической деятельности. Для нее характерно отсутствие кислых вулканогенных вод, ограниченное развитие углекислых терм и широкое распространение холодных углекислых и азотно-углекислых вод. Относятся они к поздним мофеттам. Вторая подпровинция состоит из нескольких гидроминеральных областей: 1) Камчатской, 2) Сихотэ-Алиньской, 3) Синегорских разломов Южного Сахалина, 4) Даурской, 5) Саянской, 6) Тянь-Шаньской, 7) Памирской, 8) Кавказской, 9) Закарпатской.

1. Камчатская гидроминеральная область охватывает центральную часть Камчатского полуострова и остров Карагинский. Она характеризуется широким развитием вулканогенных супербассейнов. Среди минеральных источников преобладают термальные углекислые (изредка холодные), встречаются углекисло-азотные и азотные. Состав вод разнообразен - хлоридные, сульфатные и гидрокарбонатные натриевые, реже другого катионного состава. Отмечается повышенное содержание кремнекислоты, мышьяка, фтора, бора и др. По минерализации преобладают солоноватые воды.

МВ перспективны для практического использования. Завод по розливу вод работает на базе Малкинского месторождения; санаторий Начика расположен в 100 км к западу от г. Петропавловска Камчатского на Начикинском месторождении МВ.

2. Сихотэ-Алиньская гидроминеральная область охватывает часть хребта Сихотэ-Алинь. Углекислые воды области слабосоленые, гидрокарбонатные щелочноземельные - дарасунского типа, иногда с повышенным и высоким содержанием натрия - типа "Ласточки". Отмечается повышенное содержание в некоторых водах железа. Выходы МВ приурочены преимущественно к гранитам и кварцевым порфирам, а также к разломам в терригенных осадочных породах.

На месторождении МВ "Ласточка" работает завод по розливу вод и бальнеолечебница; курорт и завод розлива функционируют на месторождении Пыжиковка.

3. Система Синегорских разломов Южного Сахалина интересна тем, что к ней приурочены дайки неоген-четвертичных изверженных пород, грязевые вулканы, ртутное оруденение и выходы углекислых МВ синегорского типа. Эти воды проявляются в Синегорском, Матросовских и других углекислых источниках с минерализацией от 3 до 35 г/л гидрокарбонатно-хлоридного и хлоридно-гидрокарбонатного состава - типа эссенбургского и арзинского, с повышенным содержанием мышьяка, йода, кремнекислоты и др. Месторождение Синегорское эксплуатируется санаторием. Трещинно-жильные мышьяковистые углекислые МВ выделяются в синегорский тип вод.

4. Даурская гидроминеральная область охватывает восточное, центральное и часть северного Забайкалья. На юг она выходит за рубежи

СССР. Область представляет систему гидрогеологических массивов и межгорных артезианских и адартезианских бассейнов, вытянутых преимущественно в северо-восточном направлении. Система продольных, поперечных и диагональных разломов является путями формирования и разгрузки трещинножильных углекислых вод, в основном холодных. В редких случаях трещинножильные воды по разломам поступают из фундамента в чехол артезианских бассейнов, создавая ореолы рассеяния углекислых вод в бассейнах. При этом образуются пластовые воды, обычно повышается минерализация и преобразуется состав вод. В области преобладают трещинножильные гидрокарбонатные щелочноземельные пресноватые и слабосолоноватые воды дарасунского типа – дарасуны. Наряду с обычными, в кислых гранитоидах встречаются радоновые дарасуны; многочисленны азотные пресные холодные радоновые апровинциальные воды. В артезианских бассейнах вскрыты более редкие типы МВ: содовый – балейский и хлоридно-гидрокарбонатный натриевый – торейский. Встречаются и промежуточные между дарасунским и балейским типы вод с различными соотношениями натрия и кальция с магнием. Увеличение содержания сульфатов приводит к появлению сульфатных дарасунов типа Клинского минерального источника с высоким содержанием железа, которое отлагается в виде охр в месте выхода источника на поверхность.

МВ Даурской области имеют большое практическое значение. На месторождениях некоторых из них базируются прославленные курорты Забайкалья: Дарасун, Ямаровка, Шиванда, Кука, Молоковка, Ургучан и Олентуй. Широко используются МВ колхозными здравницами, пионерскими лагерями. Организован розлив вод Дарасуна, Молоковки, Куки и др. [6, 28, 37].

5. Саянская гидроминеральная область охватывает часть Восточного и Западного Саяна. Гидрогеологические массивы Саян характеризуются сильно расчлененным рельефом и наличием глубинных продольных разломов, к которым приурочены излияния молодых лав, вулканы и выходы трещинножильных холодных и горячих углекислых вод типа дарасунов и др. Особенно популярны гидрокарбонатные щелочноземельные с повышенным содержанием сульфат иона углекислые воды Аршана Тункинского: холодные в месте природного выхода и горячие, вскрытые скважинами, на глубине. На Аршане базируется республиканский бурятский курорт "Аршан". Там же имеется завод по розливу аршанских вод [57].

6. Тянь-Шаньская гидроминеральная область углекислых вод интересна тем, что основная масса углекислых вод сосредотачивается на юго-западном склоне Ферганского хребта и в бассейне озер Чатыр-Куль и Аксай, на юге Киргизии. На остальной территории Тянь-Шаня углекислые воды встречаются спорадически: в бассейне р. Ак-су – Джарташские источники с водой дарасунского типа; на северном склоне хребта Терской-Алатау – Улахольские сульфатно-гидрокарбонатные щелочноземельные и др. Углекислые воды Кара-Киче близкого состава с предыдущим выходят в хребет Молдо-Тау к юго-западу от оз. Сонкель. В терригенных юрских отложениях Ферганского хребта и их палеозойском обрамлении наряду с водами дарасунского типа встречаются углекислые воды с

повышенным содержанием хлор иона и хлоридные натриевые соленоватые и соленые – Архар–Шура, Конур–Тюбе. Наряду с ними известны и гидрокарбонатные натриевые МВ боржомского типа – Чавай, Безбельчир–Арасан, а также Каракульджа хлоридно–гидрокарбонатные натриевые – эссендукского типа.

Формирование МВ происходит в зонах тектонических разломов под воздействием магматогенной углекислоты, природа которой связана с палеоген–неогеновыми покровами, силлами и дайками изверженных пород. Пресноватые и слабосоленоватые воды приурочены к палеозойским отложениям. Более высокоминерализованные воды, до рассолов включительно, характерны для юрских отложений.

Некоторые углекислые воды представляют интерес для практического использования. Джарташ, Кара–Шура, Санг–хок и другие, рекомендуемые для розлива [7, 16, 26, 31, 52].

7. Памирская гидроминеральная область холодных и термальных углекислых и азотно–углекислых вод охватывает Памир и характеризуется холодными углекислыми водами дарасунского типа, их термальными аналогами (Кызыл–Рават), близкими к ним, но с высоким содержанием натрия (Бахмир), горячими хлоридно–гидрокарбонатными натриевыми (Лянгар). Близки к ним кремнистые термы Гари–Чашма, рекомендуемые в качестве лечебных. На севере области отмечаются холодные сульфатно–гидрокарбонатные щелочноземельные углекислые воды.

Формирование МВ происходит под воздействием глубинной углекислоты, природа которой, по–видимому, связана с выявленными здесь кайнозойскими интрузиями в глубинных сейсмически активных разломах, заложённых в гнейсах, кристаллических сланцах, мраморах, мигматитах и небольших гранитных интрузиях, а также в палеозойских сланцах [23, 26].

8. Кавказская гидроминеральная область углекислых вод охватывает Большой и Малый Кавказ, она отличается сложностью гидрогеологического строения и молодым недавно утасшим вулканизмом. Здесь широко развиты юрские, меловые и кайнозойские водоносные комплексы, и ограничено – палеозойские и докембрийские. Все эти водоносные комплексы образуют разнообразные гидрогеологические структуры; вулканогенные оупербассейны особенно хорошо развиты в Армении. Гидрогеологически эффективные зоны тектонических разломов являлись путями внедрения магматических масс, местами застывших в виде лакколитов и дайковых тел, местами излившихся на поверхность. По обновленным разломам глубинная углекислота проникает в водоносные породы и образует месторождения МВ.

По исключительному разнообразию типов МВ, богатству их ресурсов, степени и всестороннему использованию Кавказская гидроминеральная область углекислых вод занимает первое место в СССР. На базе ее МВ расположены крупнейшие курорты страны – Кисловодск, Пятигорск, Эссентуки, Железноводск из группы КМБ^х, Боржом, Джава, Арзни, Джермук, Исти–Су и др., а также заводы по розливу. Отметим завод по добыче угле–

^х КМБ – группа кавказских МВ на северном склоне Большого Кавказа [27, 33, 44], в состав которой включаются воды Кисловодска, Пятигорска, Железноводска и Эссентуков.

кислого газа на курорте Арзни. Большое значение имеют здесь воды на-занского, боржомского, ессентукского и многих других типов [4,22,29,60].

Для Краснополянского района Большого Кавказа М.И.Врублевским [14] выявлена зависимость изменения минерализации и состава вод с глубиной. Как показало обследование бурившейся здесь скважины, углекислые гидрокарбонатные щелочноземельные воды сменяются с глубиной содовыми, а затем водами с повышенным содержанием хлористого натрия - хлоридно-гидрокарбонатными натриевыми и, наконец, гидрокарбонатно-хлоридными натриевыми (на глубине 440 м от поверхности). На западном продолжении Кавказской гидроминеральной области в пределах Керченского полуострова и в Горном Крыму известны углекислые источники, позволяющие выделить Кавказско-Крымско-Карпатскую цепь областей углекислых вод первой провинции.

9. Закарпатская гидроминеральная область холодных углекислых вод, разнообразных по составу и близких к кавказским, располагается на южном склоне Карпат. В основном углекислые воды области формируются под воздействием глубинной углекислоты, связанной с кайнозойскими эффузиями. Довольно отчетливо прослеживаются три гидроминеральные линии выходов углекислых источников северо-западного (Карпатского) простирания, связанные с зонами разломов. Изредка месторождения МВ приурочены к эффузиям Выгорлат-Гутинской гряды и к Мармарошскому кристаллическому массиву.

На некоторых месторождениях углекислых вод базируются санатории, бальнеолечебницы и заводы по розливу. Сходство МВ Закарпатья с водами прославленных курортов Кавказа придает этой области большой практический интерес. К тому же область расположена в благоприятных в курортологическом отношении климатических условиях [18].

Итак, провинция минеральных углекислых вод приурочена к молодым или омоложенным гидрогеологическим складчатым областям сложного гидрогеологического строения, находящимся под воздействием современного или недавно угасшего (кайнозойского) вулканизма. Молодые лавы, их покровы, вулканы, дайки, лакколиты, интрузивы отмечаются в том или ином виде во всех областях провинции. Провинция охватывает восточные и южные окраины СССР, отчетливо подразделяется на подпровинции. На Камчатско-Курильской подпровинции проявлена современная вулканическая деятельность в сопровождении углекислосероводородных и других экстазий, которые, воздействуя на подземную гидросферу, порождают разнообразие вод и создают специфическое распространение кислых вулканогенных вод, лишенных гидрокарбонатов и богатых аммонием, металлами и водородом.

В пространстве и во времени фумарольная и сольфатарная деятельность сменяется мофеттной, ранняя стадия которой помимо первой подпровинции известна и в некоторых районах второй. Она выражается в появлении горячих углекислых вод. Поздняя мофеттная стадия холодных углекислых вод приходит на смену ранней во всех других областях первой подпровинции. Перенасыщенные углекислым газом растворы продвигаются к поверхности земли и насыщают углекислотой трещинножильные воды фун-

дамента. В связи с изменением условий (давления, температуры, состава вмещающих пород) растворы эти образуют минералы жил и меняют свой состав. В запечатанных вакуолях образованных ими жил сохранились до наших дней преобразованные углекислые растворы, фиксирующие пути движения глубинных водных растворов и минералообразования жил и вмещающих пород [19]. Землетрясения, создавая и подновляя разломы, дробят вакуоли, и запечатанные в них под большим давлением углекислые растворы мигрируют к поверхности, вливаясь в общий круговорот подземных вод. Связанная с угасшим кайнозойским вулканизмом мофеттная фаза образования углекислых вод фундамента наиболее ясно проявляется в Памирской и Даурской гидроминеральных областях, где большинство углекислых вод изливается или непосредственно из пород фундамента, сложенного гранитами, гнейсами и метаморфическими сланцами, или из четвертичных отложений (дериваты МВ фундамента). Более сложная обстановка формирования углекислых вод сложилась на Кавказе, Закарпатье, Тянь-Шане, где помимо углекислых вод фундамента существуют и углекислые воды в вышележащих породах чехла — во флише, известняках кры и мела, в песчано-глинистых и даже в соленосных отложениях разного возраста. Это разнообразие и сложность гидрогеологической обстановки порождают сложность формирования и разнообразие типов углекислых МВ [23].

Спорадические выходы и месторождения углекислых вод разных типов известны далеко за пределами первой провинции: Каялы-Сарт, Сеит-Эли, Обручевский в Крыму; Хмельник на Украинском кристаллическом массиве, Кожановские в Красноярском крае, Терсинские в Кемеровской области, Менкеченские и Куларские в Якутии, Лоринские на Чукотском полуострове (см. рис. 3). Соленые углекислые воды вскрыты бурением в Ханты-Мансийском и других районах Западной Сибири. Природа подобного рода проявлений углекислых вод изучается. Некоторые из них подключаются к курортно-санаторному строительству (Хмельник, Кожановские).

Учитывая, что главным ведущим фактором образования первой провинции углекислых вод является молодой вулканизм в его историческом развитии (современный действующий и угасший) первую провинцию можно назвать вулканогенной в широком понимании слова.

Провинция вторая — термальных азотных натриевых вод — охватывает восточные и южные окраины СССР. Она находится в тесном контакте, а иногда и во взаимопроникновении с первой провинцией, а изредка тесно связана с третьей. Как известно, термальные воды имеются в недрах земли повсеместно на глубинах, величина которых зависит от многих причин: степени охлаждения или нагрева земной коры с поверхности земли, геологического строения, наличия молодого вулканизма, тектоники и гидрогеологических условий. Величина геотермической степени и градиента являются отражением всех этих факторов в их совокупности — температурным показателем, определяющим глубину залегания вод разной температуры. Гидротермы могут быть вскрыты буровыми скважинами на некоторой глубине от поверхности в любой точке земного

шара [15, 32]. Но районы естественных выходов термальных вод на поверхность земли строго локализованы. Они приурочены к тем областям, где наиболее интенсивно проявились молодые активные разломы. К провинции минеральных термальных вод отнесены те территории СССР, где термальные воды непосредственно выходят на поверхность, а на глубине происходит их формирование в зонах молодых тектонических разломов.

Провинция характеризуется наличием азотных термальных вод, натриевых по катионному составу и переменного анионного состава. Воды провинции в основном трещинножильные. Иногда они внедряются из фундамента в чехол артезианских бассейнов, создавая термальные артезианские воды миграционного происхождения. В случае формирования терм в мощных осадочных отложениях газовая составляющая этих вод нередко меняется и азот уступает свое ведущее место метану. Образуются метановые и смешанного состава газовые струи. Когда глубокие молодые разломы являлись также путями подъема магматических масс и сопровождающих их флюидов, в составе газов термальных вод усиливалось значение углекислой составляющей. Углекислый газ преобладает, появляются термальные углекислые и углекисло-азотные воды. Поскольку роль углекислоты становится ведущей, характеристика типов этих вод дана при описании группы углекислых МВ, и территория их распространения отнесена к первой провинции независимо от температуры вод (например, Памир). Азот азотных терм большинством исследователей относится к воздушному по происхождению, но не исключается и глубинное происхождение части водносолевого комплекса и газовой составляющей некоторых терм [57].

Повышенное содержание гелия, местами сероводорода — таковы основные особенности газового состава некоторых терм второй провинции. Выделения азота не обильны, метана, наоборот, местами чрезвычайно значительны. Радиоактивность вод разнообразна, нередко повышена. Встречаются радоновые воды, представляющие большой лечебный интерес: Белокуриха на Алтае, Джеты-Отгуз в Тянь-Шане, Цхалтубо в Закавказье.

Обширная территория термальных вод второй провинции вытягивается в виде пояса, то суживающегося, то расширяющегося, от Чукотского полуострова с северо-востока до Тянь-Шаня на юго-запад. На юге СССР она простирается от Памира до Кавказа и Крыма. Характерной тектонической особенностью провинции является наличие молодых активных глубоких крутопадающих разломов радиального типа, с которыми связано формирование и выходы терм на поверхность. Выходы терм вдоль таких разломов получили название термальных линий или термальных зон. Разломы нередко сопровождаются перемещением отдельных блоков. В таких случаях термальные линии находят отражение не только в размещении термальных источников, в геологическом строении, но и в рельефе.

Провинция охватывает как альпийскую складчатую зону, так и омоложенные палеозойские складчатые сооружения — Тянь-Шань, Алтай и др. Активная неотектоника, проявляющаяся в современной сейсмичности — вот ее характерная черта. Для второй провинции, как и для первой, типично преобладание бассейнов трещинных вод гидрогеологических

массивов над водами артезианских бассейнов. Но местами горячие источники этой провинции появляются по граничным разломам, отделяющим артезианские бассейны от гидрогеологических массивов, или выходят из мощных толщ осадочных отложений межгорных артезианских бассейнов или, наконец, на окраине провинции горячие воды изливаются из разломов, секущих артезианские склоны и передовые предгорные бассейны. В таких случаях возможен взаимопереход одной гидрогеологической структуры в другую. Таковы, например, некоторые термы на периферии Большого Кавказа - Горячеводск, Сочи-Магеста или Байкальские, Баргузинские в Восточной Сибири.

Во второй провинции выделяется ряд гидротермальных областей:

- 1) Чукотская; 2) Камчатско-Корякская; 3) Охотская; 4) Сахалинская;
- 5) Восточно-Сихотэ-Алиньская; 6) Буреинская; 7) Хэнтэйская; 8) Байкало-Чарская; 9) Саяно-Алтайская; 10) Тянь-Шаньская; 11) Памирская;
- 12) Колетдагская; 13) область периферии Главного Кавказского хребта.

1. Чукотская область - хлоридных (кальциево)-натриевых соленых и соленых терм. Формирование терм происходит в глубоких разломах в результате смешения континентальных вод с иловыми водами морского происхождения. Преобладают азотные газы, в виде исключения - углекислые. В качестве примеров состава вод приведем по формуле Курлова данные по термальным^х источникам

$$\text{Аракамчеченскому} \quad N_2 M 1,2 \frac{Cl 90 [HCO_3 6 \quad SO_4 4]}{(Na + K) 83 [Ca 13 Mg 4]} t 30,$$

$$\text{Кизвакскому} \quad N_2 M 29 \frac{Cl 91 [SO_4 8 \quad HCO_3 1]}{(Na + K) 53 \quad Ca 27 \quad Mg 20} t 35.$$

2. Корякско-Камчатская область термальных вод охватывает Корякско-Камчатский антиклинарий. Доминируют здесь сульфатные натриевые термы иногда с высоким содержанием кальция. Некоторые термы характеризуются сложным анионным составом - гидрокарбонатно-сульфатным, сульфатно-хлоридным, хлоридно-гидрокарбонатным с преобладанием натрия.

3. Охотская область терм охватывает побережье Охотского моря, местами внедряясь в глубину континента. Преобладают натриевые, иногда с повышенным содержанием кальция, термы переменного анионного состава. Часть вод формируется в глубоких разломах в континентальных условиях, другая часть представляет результат смешения континентальных и иловых морских вод. Наибольший интерес представляет месторождение Тальских терм, приуроченных к разломам в сланцах и порфири-тах триаса. На этих термах базируется курорт Талая Магаданской области и завод по розливу. По формуле Курлова состав Тальских вод

^х Температура во всех формулах приведена в градусах Цельсия.

$$N_2M_{0,5} \frac{(HCO_3 + CO_3)33Cl31SO_430[Fl6]}{(Na+K)93[Ca3Mg3]} t 87.$$

4. Сахалинскую область отличают довольно четко обозначенные термальные линии на востоке и западе Сахалина, фиксирующие очаги разгрузки термальных вод, в основном артезианских. Преобладают метановые, реже азотно-метановые гидрокарбонатные, хлоридные и смешанного анионного состава натриевые термы. Такие же термы вскрыты многочисленными буровыми скважинами в неогеновых отложениях [32].

5. Восточно-Сихотэ-Алиньская (Приморская) область приурочена к основанию восточного склона хр.Сихотэ-Алинь и побережью Японого моря. Гидрокарбонатные натриевые термы формируются здесь в продольных разломах.

6. Буреинская термальная область с Кульдурской термальной линией характеризуется азотными термами. Среди них большой практический интерес представляет Кульдурское меоторождение терм, на базе которого функционирует курорт Кульдур. Кульдурские термы поднимаются по разлому в гранитах с большой глубины, имея на выходе до 72°C. Состав терм по формуле Курлова

$$N_2M_{0,26} \frac{HCO_345Fl24Cl21[SO_410]}{(Na+K)99[Ca1]} Si, t 72.$$

Как видно из формулы, термы могут быть названы - хлоридно-фторидно-гидрокарбонатными натриевыми кремнистыми (до 24 мг/л фтора).

7. Хэнтэйская гидротермальная область гидрокарбонатных натриевых акратотерм приурочена к Центральному Забайкалью и северной части МНР [37]. Для терм отмечается наличие кремниеслоты, фтора, слабая радиоактивность. З МНР описаны эпитермы. Наиболее известны Былинские термы, на которых базируется бальнеолечебница [57].

8. Байкало-Чарокая область охватывает Прибайкалье и Северное Забайкалье. Глубокие крутопадающие разломы отделяют здесь высоко-приподнятые гидрогеологические массивы от низко опущенных межгорных впадин - артезианских бассейнов Байкальского типа, выполненных мощными толщами неогеновых и четвертичных отложений. По граничным разломам происходит разгрузка трещинножильных вод. Термальные источники образуют остоны термальных линий - Байкальские, Баргузинские и др. Термальные линии вытянуты в северо-восточном и близширотном направлениях. Преобладают сульфатные и гидрокарбонатно-сульфатные натриевые акратотермы. На базе одного из месторождений функционирует один из старинных курортов Сибири - Горячинокий. Аналогами кремнисто-сульфидных терм горячинского типа являются слабо радоновые термы Няловой Пустыни (бальнеолечебница), расположенной в отрогах Тункинских Альп. Местами происходит перелив термальных вод из фундамента в чехол межгорных артезианских бассейнов и образуются миграционные артезианские термы: например, Питателевские - хлоридно-сульфатные кальциево-натриевые или Тункинские, вскрытые скважиной, хлоридно-

гидрокарбонатные натриевые. Аналогичные последние вскрыты также в Байкальском и Баргузинском артезианских бассейнах данной области.

9. Саяно-Алтайская область разгрузки трещинножильных термальных вод приурочена к одноименным горным сооружениям юга Сибири. Среди терм этой области на северном склоне Алтайских гор находится известное Белокурихинское месторождение гидрокарбонатных и на глубине хлоридно-гидрокарбонатно-сульфатных натриевых радоновых кремнистых терм. Приурочено оно к близширотному разлому в гранитах. На месторождении базируется известный в Западной Сибири курорт Белокуриха Алтайского края.

10. Тянь-Шаньская гидротермальная область охватывает Джунгарский Алатау, Тянь-Шань, включая и Гиссарский хребет на юге. Она характеризуется разнообразными термами — сульфатными, хлоридными или гидрокарбонатными, преимущественно натриевыми или кальциево-натриевыми. На некоторых из них базируются курорты Ходжа-Оби-Гарм, Оби-Гарм в Таджикистане, Ак-Су, Иссык-Ата в Киргизии, а также бальнеолечебница. Наиболее известно месторождение Джеты-Отуз, на базе которого функционирует одноименный курорт. Джеты-Отузские термы расположены на Каракольской термальной линии, к которой приурочены хлоридные термы Бозучук, сульфатно-хлоридные Чон-Кызыл-су, хлоридно-сульфатные Джукучак и гидрокарбонатно-сульфатные Верхней Джеты-Отуз. Последняя группа терм расположена в 8 км на юг от Каракольской термальной линии, в зоне ее оперения.

Итак, в пределах одной термальной линии в зависимости от гидрогеологической обстановки формируются различные по составу термы. Термы Джеты-Отуз — радоновые, хлоридные кальциево-натриевые слабо соленые наливается с температурой 39°C в очаге разгрузки из известняков карбона Иссык-Кульского адартезианского бассейна [7, 31]. Соленое оз. Иссык-Куль является базой крупного бальнеологического района Киргизии. Состав воды оз. Иссык-Куля по В.К.Калдырсу:

$$\text{Mg} \frac{\text{Cl} 48 \text{ SO}_4 47 [(\text{HCO}_3 + \text{CO}_3) 5]}{(\text{Na} + \text{K}) 68 \text{ Mg} 25 [\text{Ca} 7]}$$

11. Памирская область охватывает центральный и юго-восточный Памир. Акратотермы Памира гидрокарбонатные, сульфатные и сложного анионного состава, кремнистые, с повышенным содержанием фтора. Область азотных терм второй провинции Памира находится в сложных отношениях с углекислыми термами и холодными углекислыми водами первой провинции [16].

12. Копетдагская термальная область (линия Никшича^X) расположена у подошвы Копет-Дага и представляет зону разгрузки вод артезианских и адартезианских бассейнов. Наиболее известен источник сульфатно-хлоридной кальциево-натриевой слабо сероводородной теплой воды, на которой базируется курорт Арчман, названный по имени этого источника. Арчманское месторождение приурочено к известнякам нижнего мела [7, 16].

^X И.Н.Никшич — крупный советский гидрогеолог, исследователь Копет-Дага.

13. Область периферии Главного Кавказского хребта и части Закавказья характеризуется как область разгрузки разнообразных терм.

На востоке выделяется система термальных вод Передовых хребтов. К этому термальному району относятся горячие источники – Ачалуки, Серноводска, Горячеводска, Брагунские. На базе серноводских источников существует курорт Серноводск. Вода источников – гидрокарбонатно-хлоридная натриевая сероводородная с температурой 70°C. Термальные источники Передовых хребтов представляют очаги разгрузки горячих артериальных вод, приуроченных к неогеновым водоносным горизонтам Алханчуртского и Сунженского артезианских бассейнов. Анионный состав этих терм разнообразен, среди катионов преобладает натрий. Содержание сероводорода до 160 мг/л. Температура вод до 92°C. Спонтанный газ представлен преимущественно углеводородами и отчасти азотом [16].

На западе северного склона Б.Кавказа известностью пользуется месторождение Псекупских терм, на базе которого функционирует курорт "Горячий ключ". Термы Псекупса формируются в свите верхнего палеоцена (свита горячего ключа), представленной песчаниками и глинами. По составу воды хлоридные, гидрокарбонатно-хлоридные и хлоридно-гидрокарбонатные натриевые, йодистые и бромистые, газифицируемые углеводородами. На южном склоне Б.Кавказа проходят Халтанская и Елису-Бумская термальные линии. Воды терм гидрокарбонатные натриевые слабо минерализованные метановые и азотные [4].

На западе южного склона Б.Кавказа находятся известные Цхалтубские радоновые термы – очаг разгрузки артезианского бассейна и месторождение горячих сероводородных вод Мацесты, на котором расположен курорт Сочи. Подземные минеральные воды названных артезианских бассейнов формируются в меловых водоносных горизонтах [60].

Итак, вторая провинция термальных вод, подобно первой, приурочена к молодым или омоложенным гидрогеологическим складчатым областям сложного строения, которые находятся под воздействием современных интенсивных сейсмических процессов (но с угасшей вулканической деятельностью), поэтому ее можно назвать сейсмогенной. Термальные воды провинции в основном формируются в молодых или омоложенных активных разломах за счет растворения и выщелачивания пород водами, в процессе их погружения на большую глубину в области больших давлений и высоких температур. На глубине возможно примешивание незначительных количеств глубинных растворов и газов.

В прибрежно-морских условиях наряду с трещинножильными водами поверхностного происхождения некоторые участки иногда принимают иловые воды морского происхождения, отжимаемые в разломы при уплотнении осадков морского дна, в разных пропорциях смешивающиеся с водами континентального происхождения в зонах разломов. Имеются и термы, проникающие в разломы из артезианских водоносных горизонтов. В этом случае разломы служат путями дренирования артезианских водоносных горизонтов и движения термальных вод к поверхности земли, где и образуются очаги разгрузки терм. Наконец, в отдельных случаях встречаются межгорные артезианские бассейны, в пластовые водоносные горизонты

которых термальные воды вливаются из разломов фундамента. Все сказанное свидетельствует о большом разнообразии гидрогеологических условий формирования месторождений термальных вод второй провинции.

Помимо большого лечебного значения термальные воды первой и второй провинций (пока еще в небольшом масштабе) начинают использоваться для теплофикации населенных пунктов, в энергетике и теплофикации сельского хозяйства.

Провинция третья — МВ артезианских бассейнов платформенных областей, передовых прогибов и некоторых артезианских бассейнов гидрогеологических складчатых областей. В отличие от трещинножилых вод, характерных для первой и второй провинций, здесь исключительное развитие получили артезианские пластовые воды. Это провинция вод соленых и рассольных, горько-соленых, сульфатных переменного катионного состава, но преимущественно натриевых или кальциевых, метановых, реже азотных и смешанных газов биохимического и воздушного происхождения с порциями сероводородных вод. Температура вод повышается с севера на юг и от сверххолодных на крайнем севере до сверхгорячих в глубоких частях артезианских бассейнов.

В третьей провинции можно выделить восемь крупных артезианских областей МВ лечебного и промышленного значения [23].

1. Берингоморская субмаринная артезианская область, скрытая под уровнем Берингова моря и почти совсем не изученная.

2. Охотская область, которая охватывает дно Охотского моря, западное побережье Камчатки, значительную часть о.Сахалин, Пенжинскую губу и через Пенжинско-Анадырскую артезианскую область соединяется с Берингоморской. В краевых частях области вскрыты хлоридные, гидрокарбонатные, гидрокарбонатно-хлоридные натриевые солоноватые и соленые воды, существенно метановые. Молодые водоносные горизонты области приурочены к меловым, палеогеновым и неогеновым отложениям. Большая часть области скрыта морем и не изучена.

3. Восточно-Сибирская область с широким развитием на глубине крепких и сверхкрепких рассолов, нередко сероводородных, в палеозойских отложениях чехла. На базе МВ существуют курорты Усолье Сибирское, Усть-Кут. В прошлом существовали заводы по выварке поваренной соли из рассолов. Область перспективна на получение бромных вод.

4. Западно-Сибирская область с хлоридными натриевыми солоноватыми и солеными метановыми водами в мезозойских отложениях (рис. 4). Характерно присутствие йода, брома, большой температурный диапазон [32]. Встречаются спорадически месторождения углекислых вод, формирующиеся за счет углекислоты, мигрирующей из фундамента в нижний водоносный комплекс чехла бассейна.

5. Европейская область с преобладанием соленых и рассольных вод на глубине и спорадически сульфатных в приповерхностных слоях. Решающее значение имеют палеозойские водоносные горизонты. На месторождениях МВ базируются курорты Старая Русса, Кемери и многие другие. Отмечаются поля сульфатных сероводородных вод в приповерхност-

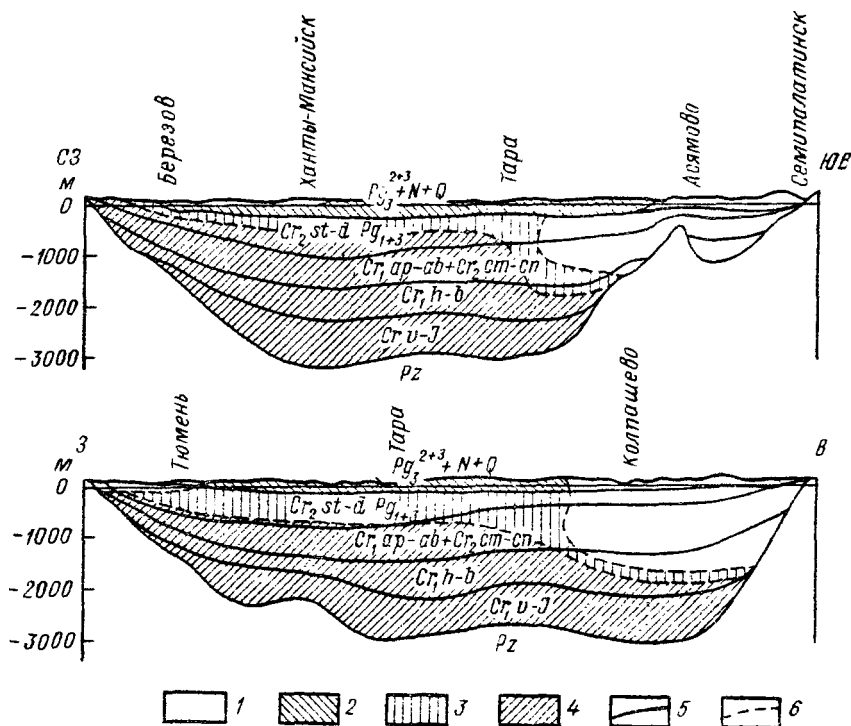


Рис. 4. Схематические гидрогеохимические разрезы через Западно-Сибирский артезианский бассейн (по Б.Ф.Мавришскому)

1 - пресные молодые инфильтрационные воды в основном гидрокарбонатно-сульфатно-натриевые (и кальциевые); 2 - минерализованные более древние воды инфильтрационного происхождения, хлоридно-сульфатно-магниевые-натриевые; 3 - минерализованные, древние воды хлоридно-натриевые; 4 - минерализованные наиболее древние воды метановые-хлоркальциевые; 5 - стратиграфические границы; 6 - границы гидрохимических зон

ных слоях и хлоридных натриевых сероводородных на глубине. На разлив идут Московская, Угличская, Илюстровская и другие воды. Некоторые МВ перспективны на йод и бром.

Артезианские области 1-5 составляют овертекский сектор обширного Бореального пояса артезианских бассейнов земного шара. К югу от него расположен Средиземноморский пояс артезианских бассейнов, в состав которого входят три артезианские области СССР.

6. Балхашская артезианская область МВ, приуроченных к водоносным горизонтам в кайнозойских отложениях. Она характеризуется солоноватыми и солеными водами разнообразного состава.

7. Арало-Каспийская область теплых и горячих артезианских вод разнообразного состава, приуроченных в основном к мезозойским отложениям. В глубоких впадинах палеозойского фундамента в юрских соленосных отложениях Аму-Дарьинского бассейна вскрыты сверхкрепкие рассолы. В Ташкентском артезианском бассейне в меловых отложениях залегают пресноватые и солоноватые горячие воды, которые используются в лечебных, хозяйственных целях.

8. Азово-Черноморская область с разнообразными типами МВ в мезозойских и кайнозойских отложениях.

В Советский сектор Арктического пояса артезианских бассейнов земного шара входят артезианские области и бассейны: Чукотский (западная часть), Индигиро-Колымский, моря Лаптевых, Карский, Баренцева и Печорская области. Все это бассейны холодных и отрицательно-температурных соленых и преимущественно рассольных вод.

Региональные закономерности размещения лечебных и промышленных МВ третьей провинции на территории СССР определяются сложным взаимодействием различных физико-географических, геологических и гидрогеологических факторов на протяжении длительной геологической истории развития артезианских бассейнов и смежных с ними территорий - внешних областей питания артезианоких вод.

Наиболее характерной и общей чертой размещения подземных МВ этой провинции, их разнообразного состава и минерализации является гидрохимическая зональность в разрезе и в плане артезианских бассейнов [61]. Эта зональность находится в зависимости от географического положения артезианоких бассейнов, определяющего меру и характер воздействия физико-географических факторов на подземные воды бассейнов, от состава и строения водоносных и водоупорных горизонтов, от тектоники и от гидрогеологических особенностей бассейнов. Все это накладывает отпечаток на расположение и характер строения различных гидрохимических зон и образуемых ими поясов, обобщенная схематическая характеристика которых приводится ниже [23].

Гидрохимический пояс пресных вод состоит из одной гидрохимической зоны пресных вод (А), прослеживающейся в разрезе артезианского бассейна до фундамента. Известны некоторые межгорные бассейны, например в Забайкалье и на Дальнем Востоке, представленные одним гидрохимическим поясом зоны пресных вод^х. В большинстве же артезианских бассейнов пояс пресных вод охватывает периферические части, примыкающие к внешней области питания. В пределах этого пояса преобладают пресные воды до фундамента. Их минерализация 0,1-1,0 г/л. В гумидных областях - это преимущественно гидрокарбонатные кальциевые и натриевые воды, а в аридных - воды разного анионного состава натриевые или кальциевые с минерализацией 0,5-1,0 г/л и более. Мощность пояса пресных вод изменяется от нескольких десятков до сотен метров в зависимости от степени проницаемости геологического разреза и состава пород, их засоленности. В пределах пояса встречаются железистые и радоновые МВ, иногда промышленные на некоторые редкие компоненты, которые могут извлекаться при небольших концентрациях, измеряемых десятками микрограмма. Пояс этот бесперспективен в отношении других лечебных и промышленных вод.

Гидрохимический пояс пресных и соленых вод (АБ) состоит из двух

^х Но и в этих бассейнах наблюдаются зональные гидрохимические изменения с глубиной, не выходящие за пределы зоны пресных вод.

гидрохимических зон – зоны пресных вод (А) и ниже залегающей зоны соленых вод (Б) с минерализацией 1–35 г/кг. Пояс широко развит в периферических частях почти всех артезианских бассейнов платформенных областей, залегает между поясом пресных вод и поясом рассольных вод, обычно приуроченным к центральной, внутренней, части бассейнов. Пресные воды зоны А пояса характеризуются обычной минерализацией и составом, тогда как в зоне Б преобладают хлориды натрия, а в верхних подзонах его иногда развиты сульфатные натриевые или кальциевые воды, особенно при минерализации 1–5 г/кг. Сравнительно широко в этом поясе распространены гидрокарбонатные натриевые воды (см. табл. 5).

Пояс АБ представляет интерес в отношении сероводородных вод сульфатного состава в приповерхностных водоносных горизонтах гумидных областей и разнообразного состава минеральных вод в более глубоких частях бассейнов. Наиболее интересна подзона соленых вод с минерализацией 10–35 г/кг, которая в отдельных районах обогащена йодистыми и бромистыми компонентами – лечебными водами, а при более высоких концентрациях этих микрокомпонентов – промышленными. Таковы обширные пространства западной части Западно-Сибирской области – мезозойские водоносные горизонты, значительная часть Приазовского, Терско-Кумского, Закаспийского (Западно-Туркменского) – палеогеновые и неогеновые водоносные горизонты, и других артезианских бассейнов.

Во многих артезианских бассейнах к отложениям, богатым йодными водами, приурочены и месторождения нефти и газа: Западно-Сибирская артезианская область, Ферганский артезианский бассейн и др. Устанавливается генетическая связь йодных вод со сравнительно молодыми отложениями, богатыми органикой (например, солоноватые йодные воды окрестностей г. Архангельска).

Йодные и йодо-бромные воды пояса содержат и некоторые другие полезные компоненты, которые при комплексной переработке могут иметь существенное значение. В глубоких частях геологического разреза некоторых бассейнов эти воды являются термальными (до 80–150°C и выше) и могут быть использованы для лечебных целей и теплофикации.

Гидрохимический пояс пресных, соленых вод и рассолов (АБВ) состоит из трех зон – пресных А, соленых Б вод и рассолов В. Этот пояс занимает большую часть Европейской, Восточно-Сибирской артезианских областей, ограниченно развит в Западной Сибири, встречается в центральных областях некоторых предгорных, латеральных и межгорных артезианских бассейнов Карпат, Кавказа, Средней Азии и Казахстана. Характеристика пресных и соленых вод пояса остается такой же, как описана выше. Рассолы же разнообразны по составу и минерализации, что позволяет в пределах зоны рассолов выделить несколько подзон.

Пояс подзоны очень слабых рассолов с минерализацией 35–75 г/кг – АБВ₇₅ и хлоридным натриевым составом, нередко повышенным содержанием сульфатов и гидрокарбонатов. В нем иногда отмечается высокое содержание йода, брома и других полезных компонентов. Промышленные концентрации йода и брома здесь известны в отдельных районах Приазовского, Западно-Сибирского бассейнов, тогда как другие области

бесперспективны в отношении йодных, бромных вод и поваренной соли.

Пояс подзоны средних рассолов АБВ₁₃₀ г/кг развит сравнительно широко в пределах Европейской и Арало-Каспийской областей. Он характеризуется рассолами средней крепости – хлоридными натриевыми с минерализацией 70–130 г/кг. Реже встречаются кальциево-натриевые и другие рассолы. В условиях затрудненного водообмена в рассолах подзоны В₁₃₀ почти всегда наблюдаются промышленные концентрации поваренной соли, брома, реже йода и других компонентов. Для этой подзоны характерны галитовые и йодо-бромные промышленные рассолы. В результате растворения каменной соли здесь образуются рассолы, пригодные для извлечения чистой поваренной соли, но в таких рассолах растворения и выщелачивания каменной соли в большинстве случаев отсутствуют промышленные концентрации йода и брома.

Пояс подзоны крепких рассолов АБВ₂₇₅ характеризуется в основании подзоной В₂₇₅ с минерализацией до 275 г/кг. Воды хлоридные натриевые и кальциево-натриевые, реже магниевые-натриевые и другие, с высокой концентрацией в некоторых районах йода и других компонентов. В Европейской области в пределах этого пояса распространены галитовые, йодо-бромные, иногда калий-натриевые и другие рассолы, которые приурочены к девонским, каменноугольным и пермским отложениям. Йодо-бромные рассолы с повышенным содержанием других компонентов, свойственных этому поясу, известны и в пределах Предкарпатского и Предкавказских бассейнов.

Пояс подзоны очень крепких рассолов от 275 до 325 г/кг присущ районам мощного накопления солей в минувшие геологические эпохи, как например, Прикаспийская впадина, Сибирская платформа, юго-восток Туркмении, Днепровско-Донецкий артезианский бассейн, Предкарпатский прогиб, Кено-Таджикская депрессия. Здесь очень крепкие рассолы хлоридные преимущественно кальциево-натриевые и натриево-кальциевые с высоким содержанием брома, хлоридов калия, магния и кальция, часто аммония и др. Это почти всегда многокомпонентные промышленные рассолы. Однако они бедны йодом. Пояс подзоны весьма крепких рассолов от 325 до 370 г/кг встречается в глубоких частях Восточно-Сибирской артезианской области и в Каракумском и Прикаспийском бассейнах.

Пояс подзоны сверхкрепких рассолов В_{>370} установлен на ограниченных участках Ангаро-Ленского, Прикаспийского, Амударьинского бассейнов. Эти рассолы связаны здесь с мощными толщами соленосных отложений и, по-видимому, представляют измененную рапу древних солеродных бассейнов, сформировавшихся в стадии калийных солей. Наиболее изученные сверхкрепкие рассолы Ангаро-Ленского артезианского бассейна характеризуются минерализацией 400–500 г/л (340–400 г/кг). По составу они хлоридные кальциевые или магниевые-кальциевые натриево-кальциевые, калиево-кальциевые, бромидные с высокой концентрацией брома, калия, аммония, сероводорода. Йода и нитратов мало. Рассолы эти промышленные [23].

Ведущими факторами в формировании МЗ трех провинций являются: первой – молодой вулканизм, который обусловил развитие здесь основных

ресурсов лечебных углекислых вод и вод, имеющих большое значение в термоэнергетике; второй – современная сейсмичность, обусловившая образование глубоких активных разломов, по которым происходят перемещения отдельных блоков земной коры и к которым приурочены термальные лечебные и отчасти термоэнергетические воды; третьей – геологическая история отрицательных элементов рельефа земной коры, историческое развитие которых характеризовалось тенденцией к опусканию и накоплению осадочных отложений чехла артезианских бассейнов и зональным размещением в пределах артезианских бассейнов основных ресурсов соленых, рассольных и других МВ, содержащих йод, бром, сероводород и некоторые другие компоненты состава, имеющие лечебное и промышленное значение.

Помимо трех провинций МВ на территории СССР выделяются апровинциальные области: Балтийская, Уральская, Казахстанская и другие, лишенные провинциальных вод (см. рис. 3). В этих апровинциальных областях и районах встречаются железястые и радоновые МВ с газами воздушного происхождения. Некоторые из них используются в лечебных целях, как, например, марциальные воды Карелии, на которых Петром I был организован один из самых ранних курортов в России, или радоновые воды курорта Узильды Челябинской области на Южном Урале с содержанием редона 116 до 4730 зман [26].

Глава VII

МИНЕРАЛЬНЫЕ ВОДЫ БЕЗ СПЕЦИФИЧЕСКИХ КОМПОНЕНТОВ И СВОЙСТВ

Группа А

Лечебное значение вод группы А (см. главу II) определяется только основным ионным составом и величиной минерализации. Химический состав и минерализация этих вод разнообразны. К этой группе МВ могут принадлежать как воды континентального происхождения, химический состав которых сформировался путем выщелачивания горных пород, так и воды морского генезиса, погребенные в недрах земли, но не содержащие в себе значительных концентраций терапевтически активных компонентов.

По газовому составу в группе А различают две подгруппы вод: азотные и метановые. Воды азотной подгруппы (Ижевские, Старо-Русские, Московские, Боевские, Баталинские, Чертаевские, Будапештские) формируются в различных геологических обстановках и гидрогеохимических условиях.

Воды метановой подгруппы (Махачкалинские и Хайдусобосло - Венгрия) образуются в результате насыщения подземных вод газами биогенного происхождения в восстановительной обстановке глубоких частей артезианских бассейнов с затрудненным водообменом, в осадочных отложениях, содержащих органическое вещество.

Приведем характеристику вод азотной подгруппы.

Ижевские минеральные источники расположены в устьевой части р. Иж, впадающей в р. Каму. Они формируются в артинских местами загипсованных карбонатных породах (известняки, доломиты). Сверху эти породы прикрыты кунгурскими глинами, ангидритами и глинами, служащими водопором для артинского водоносного горизонта. Большинство скважин встретило в артинских отложениях напорную минеральную воду.

МВ Ижевского источника $M_{4,8} \frac{SO_4 58 Cl 40 [HCO_3 2]}{Na 43 Ca 36 Mg 21} t 7,1$

имеет сложный химический состав. Чтобы выяснить его происхождение,

выразим ионный состав в солевой форме, %: NaCl — 40; Na_2SO_4 — 3;

MgSO_4 — 21; CaSO_4 — 34; $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ — 2. Хлористый натрий и сульфат кальция образовались путем непосредственного растворения галита и гипса, поскольку в гипсоносных породах почти всегда присутствуют кристаллы галита. Сульфат же магния — вторичная соль — образовался вследствие взаимодействия сульфатов кальция с доломитом



Геологическая обстановка формирования ижевских минеральных вод способствует течению приведенной реакции — в районе имеются доломиты и гипс. Небольшая концентрация в воде сульфатов натрия, по-видимому, связана с примешиванием верхних вод к коренным струям.

Сульфатные воды могут опускаться на значительную глубину, где еще сохранилась окислительная обстановка, и процессы десульфатизации проявляются слабо. К таким водам относится Московская, залегающая на глубине 350–500 м.

$$\text{Московская МВ} \quad \text{М } 4,0 \frac{\text{SO}_4 94 [\text{HCO}_3 4 \text{ Cl } 2]}{\text{Ca } 41 \text{ Mg } 35 \text{ Na } 24} \quad \text{pH } 7,2 \text{ t } 6,0$$

получена из скважины, заложенной в Московском артезианском бассейне. Будучи сугубо сульфатной по анионам, она является смешанной по катионам. Трудности здесь возникают при объяснении сульфатов натрия. Минеральная вода циркулирует в морских отложениях, нахождение в которых мирабилита или тенардита мало вероятно. Артезианские водоносные горизонты обладают большой протяженностью, в строении их участвуют разнообразные породы, поэтому на каком-то отрезке пути возможно течение реакции катионного обмена с образованием сульфатов натрия.

Интересны некоторые сведения о составе поровых растворов отложений карбонового возраста Москвы и Московской области. Средний состав поровых растворов карбоновых глин можно выразить по Ч.Я.Кролю [48] так:

$$\text{М } 3,5 \frac{\text{SO}_4 83 [\text{Cl } 10 \text{ HCO}_3 7]}{\text{Mg } 45 \text{ Ca } 44 [\text{Na } 11]} ;$$

химический состав поровых растворов доломитовой муки того же возраста

$$\text{М } 4,1 \frac{\text{SO}_4 88 [\text{Cl } 6 \text{ HCO}_3 6]}{\text{Mg } 50 \text{ Ca } 32 [\text{Na } 18]}.$$

Пробы исследованных на горные растворы пород отобраны с глубины 20–100 м. В этом интервале опробования все морские соли из каменноугольных отложений выщелочены подземными водами атмосферного происхождения. Поэтому состав горных растворов тесно связан с химическим

составом вмещающих пород. Как видно, поровые растворы сугубо сульфатны, что обусловлено наличием в отложениях карбона Москвы рассеянного пирита и продуктов его окисления [48]. Сульфатный состав поровых растворов карбоновых отложений является результатом окисления пирита.

Поразительное сходство охарактеризованных поровых растворов с Московской МВ наводит на мысль об одинаковых условиях процессов формирования их химического состава.

Баталинская МВ (Ставропольский край) формируется в четвертичных отложениях, прикрывающих кайнозойские (майкопские) глины, залегает в гравелистых прослойках незначительной мощности, поэтому и дебит скважин, водообильность пород невелики.

Химический состав Баталинской воды [26]:

$$\text{Старый источник} \quad M17,1 \frac{SO_4 84 [Cl 8 HCO_3 5]}{Na 50 Mg 42 [Ca 8]} pH 7,8 t 12;$$

$$\text{Новый источник} \quad M 21 \frac{SO_4 84 [Cl 11 HCO_3 5]}{Na 54 Mg 39 [Ca 7]} t 12.$$

Суммарный дебит обоих источников около 0,025 л/сек.

К рассматриваемой группе относится Лысогорский источник, дебит которого лишь 0,5 л/сек [26],

$$M19,8 \frac{SO_4 56 Cl 41 [HCO_3 5]}{Na 67 Mg 24 [Ca 9]} pH 7,5 t 13.$$

Химический состав источников очень своеобразен. Баталинская вода в основном содержит сульфатные соли Na_2SO_4 и $MgSO_4$. По-видимому, источниками их явились минералы такого же состава. Химический состав Лысогорской воды обуславливают три соли: $NaCl$, Na_2SO_4 и $MgSO_4$. Состав минерализованных вод в верхней зоне обычно отражает минералогию водоносной толщи. Следовательно, необходимо допустить существование локального скопления в рыхлых отложениях, слагающих участки выходов источников, таких минералов как мирабилит, эпсомит и галит. Если это действительно так, то главная трудность будет заключаться не в объяснении химии МВ, а генезиса такого оригинального типа засоления пород.

Совсем иным химическим составом обладают Старо-Русские и Боевские МВ. Например, для Муравьевского источника курорта Старая Русса (Новгородской области) формула Курлова следующая:

$$M19,5 \frac{Cl 91 [SO_4 9]}{Na 67 Ca 21 [Mg 11 K 1]} pH 7,4 t 10.$$

По преобладающим ионам эта вода хлоридная кальциево-натриевая. Хлор-бромный коэффициент, равный 154, указывает на морской генезис.

Выходы Старо-Русских минеральных источников связаны с очагом разгрузки напорных вод девонских отложений в низине оз. Ильмень, где и был организован бальнеологический курорт. Вода используется для ванн. Буровыми скважинами вскрыты лечебные питьевые воды.

Боянская МВ (Московская область)

$$M 258 \frac{Cl 99 [SO_4 1]}{Na 85 [Ca 9 Mg 6]} \text{ Вг рН } 7,6 \text{ t } 29$$

получена глубокой скважиной из нижних горизонтов Московского артезианского бассейна. Это типичный хлоридный натриевый рассол. Он используется для бальнеологических целей.

Приводим формулу Курлова представителя метановой подгруппы МВ без специфических компонентов – Махачкалинской воды (Дагестанская АССР)

$$M 3,6 \frac{SO_4 53 (HCO_3 + CO_3) 28 [Cl 19]}{Na 98 [Ca 2]} \text{ рН } 8,6 \text{ t } 63.$$

Это термальная гидрокарбонатно-сульфатная натриевая вода принадлежит к ярко выраженному содовому типу. Реакция ее щелочная.

Глава УШ

УГЛЕКИСЛЫЕ ВОДЫ

Группа Б

Углекислые воды относятся к категории наиболее ценных и широко-известных МВ. На базе их функционируют крупные популярные курорты: в СССР – Кисловодск, Ессентуки, Железноводск, Боржоми, Арзни, Поляна Квасова, Дарасун, Арпан и др.; за рубежом – Криница, Наутейм, Франтишковы Лазне, Бад-Эльстер и др. (см. также гл. XIII).

При растворении CO_2 в воде появляются гидрокарбонатные ионы, в связи с чем может измениться химический тип воды. Так, первоначально хлоридная вода, вследствие обогащения углекислотой, способна преобразоваться в гидрокарбонатно-хлоридную, а сульфатная – в гидрокарбонатно-сульфатную. Углекислые воды наиболее широко представлены гидрокарбонатными, сульфатно-гидрокарбонатными, гидрокарбонатно-сульфатными, гидрокарбонатно-сульфатно-хлоридными, гидрокарбонатно-хлоридными, хлоридно-гидрокарбонатными, обычно с преобладанием кальция и натрия в разных соотношениях. Гидрокарбонаты присутствуют почти во всех углекислых водах за исключением сильно кислых.

Величина минерализации углекислых вод колеблется от почти пресных до сравнительно высокоминерализованных. Однако углекислые рассолы с минерализацией более 50 г/л встречаются редко. По генезису ионного состава углекислые воды могут быть как инфильтрационными водами выщелачивания, так и седиментационными морского и иного генезиса или – результатом смешения тех и других. Месторождения этих вод бывают приуроченными к трещиноватым зонам или пластовотрещинным коллекторам.

Наряду с месторождениями трещинно-жильного типа углекислые воды нередко приурочены к артезианским бассейнам и вулканогенным супер-бассейнам, преимущественно горных сооружений и их окраин в сфере молодых магматических очагов. Как свидетельствуют данные регионального изучения месторождений углекислых вод, последние распространены толь-

ко в районах современной и недавно погасшей вулканической деятельности (см. главу VI).

Газонасыщенность углекислых вод по сравнению с другими газовыми водами наибольшая. Газовый фактор, т.е. отношение дебита газа к дебиту воды (газ/вода) часто превышает единицу и обычно равно 1,5-4,6, иногда до 18 и более. На приповерхностных участках подъема углекислых вод, на глубине 30-40 м, где давление снижается, выделяется спонтанная углекислота и пульсирует дебит.

Углекислые горячие воды представляют научный интерес для геохимии и учения о рудных месторождениях, поскольку они связаны с магматическими очагами и рассматриваются как современные гидротермы. Обладая высокой растворяющей способностью, углекислые воды играют особую роль в преобразовании вмещающих пород и переносе рудоносных элементов и, следовательно, в гидротермальном процессе. На участках разгрузки углекислых вод нередко отлагаются залежи травертинов или железистых охр, в которых иногда содержатся промышленные концентрации ценных металлов. Мощные отложения травертинов встречаются на Кавказе - на склонах Машука в Пятигорске, у Нарзанов Военно-Грузинской дороги. Каскады травертинов можно видеть на углекислых теплых и горячих водах Памира. Отложения травертинов в Италии и Словакии, например, используются для изготовления художественных изделий.

Приведем описание наиболее характерных углекислых МВ. Представителем трещинно-жильных холодных МВ является Дарасун в Забайкалье, на базе которого действует курорт, расположенный к югу от г. Читы. Дарасунское месторождение минеральных углекислых вод приурочено, по А.П. Карасевой (рис. 5), к мощной зоне дробления песчаниково-сланцевых метаморфизованных палеозойских пород, образованной системой меридиально ориентированных надвигов [28]. Надвиги с двух сторон отграничивают от палеозойских отложений песчаниково-конгломератовую толщу, по-видимому, юрского возраста, слагающую грабен шириной до 500 м. Углекислые воды циркулируют в сильно раздробленной юрской толще, в приповерхностной части которой залегают пресные воды, образующие с минеральными единую гидродинамическую систему трещинно-жильных вод. К дарасунской гидроминеральной линии приурочено еще несколько углекислых источников к югу от Дарасуна.

По составу воды Дарасуна относятся к углекислым гидрокарбонатным магниевко-кальциевым железистым, весьма холодным (табл. 8)

$$\text{CO}_2 2,95 \text{ М } 1,3 \frac{\text{HCO}_3 90 [\text{SO}_4 9 \text{ Cl } 1]}{\text{Ca } 51 \text{ Mg } 27 [\text{Na } 17 \text{ Fe } 4 \text{ K } 1]} \text{ рН } 6,28.$$

В соответствии с формулой Курлова, эту воду следует назвать углекислой гидрокарбонатной магниевко-кальциевой, обогащенной железом (18 мг/л), с высокой газонасыщенностью.

Источники, сходные с дарасунской водой по составу и условиям формирования, широко распространены в Забайкалье, Восточном Саяне, спорадически встречаются в Тянь-Шане, на Кавказе и других областях

Химический состав углекислых вод

Компоненты	Назран кисловодский КМВ		Ессентуки "Коренная струя" КМВ		Ереванские Бур.4, р.Раздан Армения		Арзни Скв. 1/68 Армения		Боржом Скв. 41а Грузия		Железноводские Славяновский ист. КМВ		Дарасун Скв. 7/57 Забайкалье		Аршан Скв. 19к Бурятия	
	г/л	% экв.	г/л	% экв.	г/л	% экв.	г/л	% экв.	г/л	% экв.	г/л	% экв.	г/л	% экв.	г/л	% экв.
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
Li	-	-	0,0015	0,13	0,0112	0,10	-	-	0,0002	0,10	0,0008	0,24	0,0002	0,18	0,0003	0,07
NH ₄ ⁺	0,0046	1,32	Не обн.	-	-	-	-	-	0,0001	-	0,0003	0,04	Не обн.	-	-	-
K ⁺	0,0207	2,76	0,0153	0,24	0,1053	0,20	0,0823	1,23	0,0330	1,00	0,0360	1,83	0,0078	1,22	0,0273	1,37
Na ⁺	0,0385	8,71	3,3706	91,45	32,1710	91,70	2,8203	73,75	1,5860	86,60	0,6519	59,20	0,0639	17,03	0,1588	13,33
Mg ²⁺	0,0681	24,00	0,0752	3,86	0,6080	3,30	0,3082	14,86	0,0470	4,80	0,0400	6,88	0,0527	26,45	0,1580	25,04
Ca ²⁺	0,2389	52,00	0,1357	4,23	1,4120	4,70	0,3650	10,54	0,1110	7,00	0,3010	31,43	0,1633	50,84	0,6056	58,89
Sr ²⁺	0,0102	1,21	0,0065	0,09	0,0175	-	-	-	0,006	0,14	-	-	0,0014	0,18	0,0085	0,37
Ba ²⁺	-	-	-	-	-	-	-	-	0,0034	0,06	-	-	0,0004	-	0,0005	-
Fe ²⁺ + Fe ³⁺	0,0006	-	0,0046	-	-	-	0,0043	0,13	0,062	0,24	0,0037	0,28	0,0178	3,92	0,0123	0,83
Al ³⁺ + Mn ²⁺ + Cu ²⁺ + Zn ²⁺	-	-	-	-	-	-	0,0005	0,01	0,0005	0,06	0,000059	-	0,00085	0,18	Не обн.	-
Сумма	0,3696	100,00	3,6094	100,00	34,3250	100,00	3,6809	100,00	1,7934	100,00	1,0340	100,00	0,3135	100,00	0,9673	100,00
F ⁻	0,0004	-	0,0008	-	-	-	0,0005	0,02	-	-	-	-	0,0006	0,18	0,0004	0,04
Cl ⁻	0,716	10,50	2,2640	39,84	43,3400	89,40	4,1843	68,31	0,4240	15,00	0,285	11,39	0,0065	1,10	0,0518	2,85
Br ⁻	0,0003	-	0,0082	-	0,1600	0,10	0,0125	0,09	0,0012	0,02	0,0009	-	Следы	-	Следы	-
I ⁻	-	-	0,0018	-	0,0462	-	0,0002	-	0,0003	-	0,0007	-	Не обн.	-	Не обн.	-
SO ₄ ²⁻	0,3687	39,71	0,0074	0,10	1,9410	2,60	0,6156	7,41	0,0025	0,06	0,8460	36,81	0,0732	9,31	0,5264	21,37
HS ⁻	-	-	-	-	-	-	-	-	0,0007	0,02	-	-	-	-	-	-
HCO ⁻	0,5558	47,36	5,8726	60,06	7,3200	7,90	2,5998	24,17	4,1240	84,90	1,3360	45,80	0,8906	89,41	2,3668	75,74
NO ₃ ⁻	0,0280	2,43	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Сумма	1,0236	100,00	8,1548	100,00	57,0862	100,00	7,4130	100,00	4,6528	100,00	2,4787	100,00	0,9709	100,00	2,9454	100,00

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Недиссоцииро- ванные моле- кулы								
CO_2	0,680		1,790		2,500		1,200	
$\text{H}_2\text{S}_{\text{общ}}$	-		-		-		-	-
HBO_2	0,0008		0,0369		-		0,049	
H_2SiO_3	0,192		0,0260		0,100		0,130	
Общая минера- лизация	1,4132		11,8271		92,8		11,273	
pH	6,3		8,6		-		6,6	
Температура, °C	12,1		12,0		21,0		20,1	

Продолжение табл. 8

10	11	12	13	14	15	16	17
0,868		0,685		2,862		2,143	
0,002		-		-		Не обн.	
0,025		0,008		Следы		Следы	
0,021		-		0,018		0,109	
6,392		3,519		1,301		4,022	
6,8		6,0		6,0		6,1	
33,0		55,0		2,8		12,8	

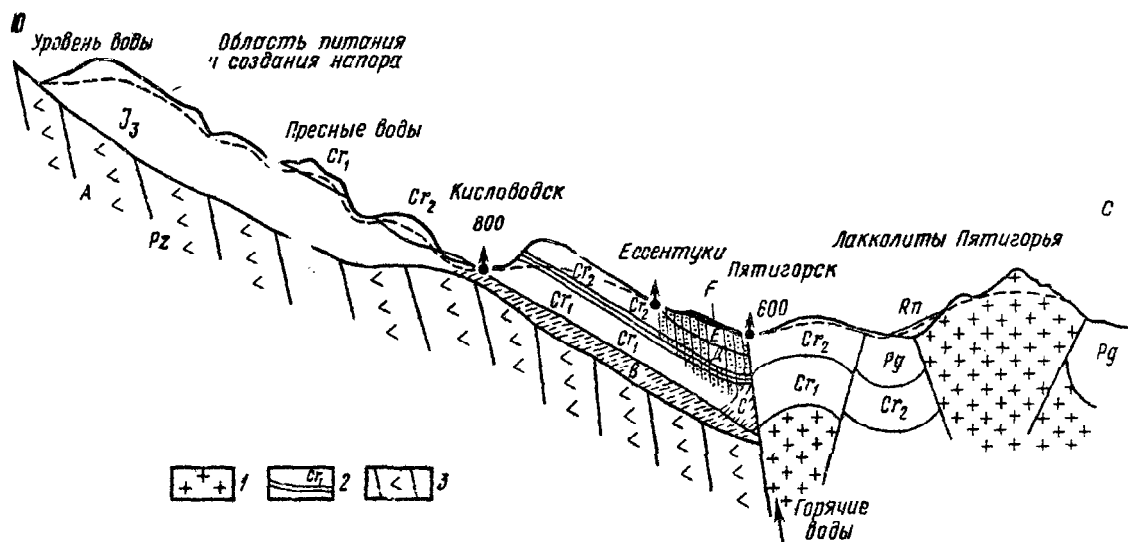


Рис. 6. Схема месторождения углекислых вод района КМВ
(по А.М.Овчинникову)

1 - трахиандезиты; 2 - альбский глинистый водоупор; 3 - палеозойский фундамент.
Типы месторождения: А - углекислые воды в зонах тектонических разрывов палеозойского фундамента;
В - углекислые гидрокарбонатно-сульфатные кальциево-магниево-натриевые воды (нарзаны); С - то же, но горячие (местами с сероводородом); Д - азотные гидрокарбонатно-хлоридные натриевые (вертикальный пунктир); Е - ессентуковские углекислые воды, соляно-щелочные (чередующийся вертикальный пунктир и сплошная линия); F - метановые хлоридно-натриевые воды с йодом и бромом; Rп - радоновые воды

Буровыми скважинами вскрыты:

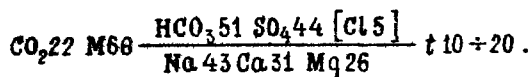
Сульфатный нарзан
(буровая 8) $CO_2 1,8 M 5,1 \frac{HCO_3 55 SO_4 44 [Cl 1]}{Ca 56 Mg 31 [Na 13]} pH 6,4 \pm 16 ;$

Доломитный нарзан
(буровая 7) $CO_2 1,9 M 3,9 \frac{HCO_3 60 SO_4 26 [Cl 14]}{Ca 56 Na 24 Mg 20} pH 6,4 \pm 17 .$

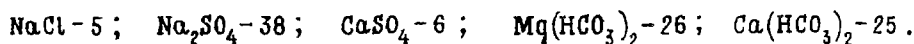
О происхождении сульфатов в Кисловодском нарзане существуют разные мнения. Одни исследователи считают появление сульфатов в нарзанах результатом окисления сульфидов, другие [48], изучив распределение серы в сульфатах и сульфидах подземных вод КМВ и сопредельных территорий, установили, что суммарная сера пластовых вод юрских отложений по изотопному составу резко отличается от вторичных сульфатов пород и аналогична сере древних эвапоритов. Следовательно, главная роль в обогащении вод сульфатами принадлежит первичным сульфатам эвапоритов,

а вторичные сульфаты глинистых отложений имеют второстепенное значение. Так, в водах минеральных источников Кисловодска (в том числе сульфатного Нарзана) значения $\delta S^{54} = (+11,4) + (+12,0)\%$, т.е. близки средним (от +17,1 до +20,0%) для осадочных гипсов и ангидридов. Величина δS^{54} юрских гипсов Пятигорска равна +12,5%. Высокие содержания ионов SO_4 (до 1,70 г/л) в источниках Кисловодска и отсутствие в них сероводорода свидетельствует о том, что сульфаты этих вод не подвергались вторичным изменениям.

Химический состав МВ недавно открытого Ольховского месторождения [44] почти идентичен кисловодским нарзанам

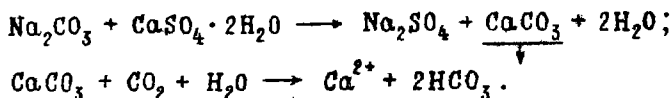


Однако в катионном составе имеются различия генетического значения. Комбинацию солевого состава Ольховских МВ можно представить в виде, % экв.:



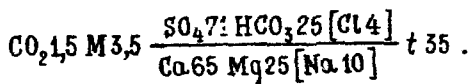
Главная трудность возникает в объяснении происхождения довольно высокого относительного и абсолютного содержания сульфата натрия. Ольховское месторождение МВ приурочено к разрывным нарушениям. Газо-проводящими каналами являются расколы древнего фундамента. Углекислый газ поступает из кристаллического фундамента. Поднимаясь по разрывным нарушениям с большой глубины, углекислота насыщает воды, циркулирующие как в кристаллических сланцах, так и в перекрывающих фундамент юрских отложениях. В водах верхне-юрских пород углекислота достигает наибольшей концентрации, образуя зону углекислых МВ.

Углекислые МВ аккумулируются в гравелисто-галечниковых отложениях волжского яруса (верхняя юра), который представлен мощным комплексом карбонатных и терригенных пород (известняки, глины, песчаники, гравелиты, гипсы). С учетом геологической обстановки формирования этих вод можно объяснить генезис их химического состава. Из глубин по трещинам, по-видимому, поднимаются насыщенные углекислым газом под давлением термальные гидрокарбонатные натриевые воды. Проникая в юрские отложения, они взаимодействуют с гипсами



В конечном счете содовые воды преобразуются в сульфатно-гидрокарбонатные или гидрокарбонатно-сульфатные магниево-кальциево-натриевые. В зоне скопления они охлаждаются и смешиваются с верхними водами. Согласно А.Н.Огильви [39], вода источника Кисловодский нарзан образуется смешением глубинной минеральной и поверхностной пресной воды (см. табл. 8).

Углекислые гидрокарбонатно-сульфатные воды курорта Слияч в Словакии по условиям формирования и составу напоминают сульфатный нарзан, хотя и отличаются от него более высокой температурой и сульфатностью. Минеральные воды Слияча приурочены к сложному артезианскому бассейну, в пределах которого водоносным комплексом являются триасовые доломиты и известняки,



По-видимому, среди карбонатных пород имеются прослои или включения гипса. Учитывая петрохимические особенности водоносной толщи (доломиты), солевой оостав вод Слияча гипотетически можно представить в виде, % экв.: NaCl - 4; Na_2SO_4 - 6; MgSO_4 - 15; CaSO_4 - 50; $\text{Mg}(\text{HCO}_3)_2$ - 10; $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ - 15. Аналогичный химический состав вод мог бы сформироваться и без гипса - при наличии в карбонатных породах включений сульфидов. Вода Слияча содержит 10 мг/л железа.

В Забайкалье, помимо описанных выше дарасунов, известны углекислые источники с повышенным и высоким содержанием сульфатов - сульфатная ветвь дарасунов [6]. Природа сульфатов этих вод объясняется окислением сульфидов. Высоким содержанием сульфат-иона характеризуется МВ курорта Бурятии Аршана Тункинское (см. табл. 8). В глубоких частях Аршанского месторождения вскрыты горячие углекислые воды с высоким газовым фактором [26]. Вода при подъеме к поверхности охлаждается, давление падает, вода энергично дегазуирует и выделяет карбонат кальция, который оседает на стенках буровых скважин. Травертины, отлагавшиеся аршаном в прошлом, сохранились на террасах р. Кинтгарги, по берегам которой расположен курорт. Предположение А.В. Львова о том, что воды аршана были горячими и отлагали травертины [57], подтвердилось работами Института курортологии [26].

Помимо нарзанов кислородского типа с повышенным и высоким содержанием сульфатов, занимающих второе место среди анионов после гидрокарбонатов, на Кавказе выделяются нарзаны баксанского типа с повышенным содержанием иона хлора, занимающего второе место после гидрокарбонатов при весьма малом содержании сульфатов [23]. Дарасуны и нарзаны отнесены А.М. Овчинниковым [38] к первому типу МВ.

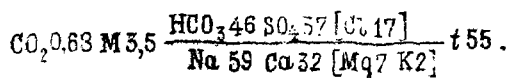
Ко второму типу, согласно А.М. Овчинникову, относятся горячие и теплые углекислые воды сложного ионного оосава, но с преобладанием среди катионов натрия [38]. Эти воды связаны с зонами разломов в осадочных толщах, прорванных молодыми интрузиями. В качестве примера таких вод называют воды источника Врждило^х в Карловых Варах (Чехословакия), Железноводские, Исти-Су и др.

Славяновский источник^{хх} курорта Железноводск характерен углекис-

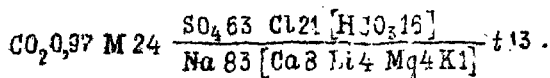
^х В.В. Иванов и Г.А. Невраев по высокому содержанию кремнекислоты относят воды Врждило к кремнистым термам (см. главу XIII).

^{хх} Источник назван Славяновским в честь горного инженера профессора Ленинградского горного института Н.Н. Славянова, который каптировал эту МВ буровой скважиной.

лой термальной сульфатно-гидрокарбонатной кальциево-натриевой с щелочью



Оригинален химический состав вод Фрэнтишкови Лазне (Чехословакия): хлоридно-сульфатный натриевый или по старой номенклатуре соляно-глауберовый, с содержанием 76 мг/л кремнегислоты, около 100 мг/л лития и 7 мг/л железа



К третьему типу принадлежат углекислые гидрокарбонатные натриевые (содовые) воды [38]. Наиболее яркими представителями этого типа являются воды Боржом (рис. 7), Поляна Квасова, Криница.

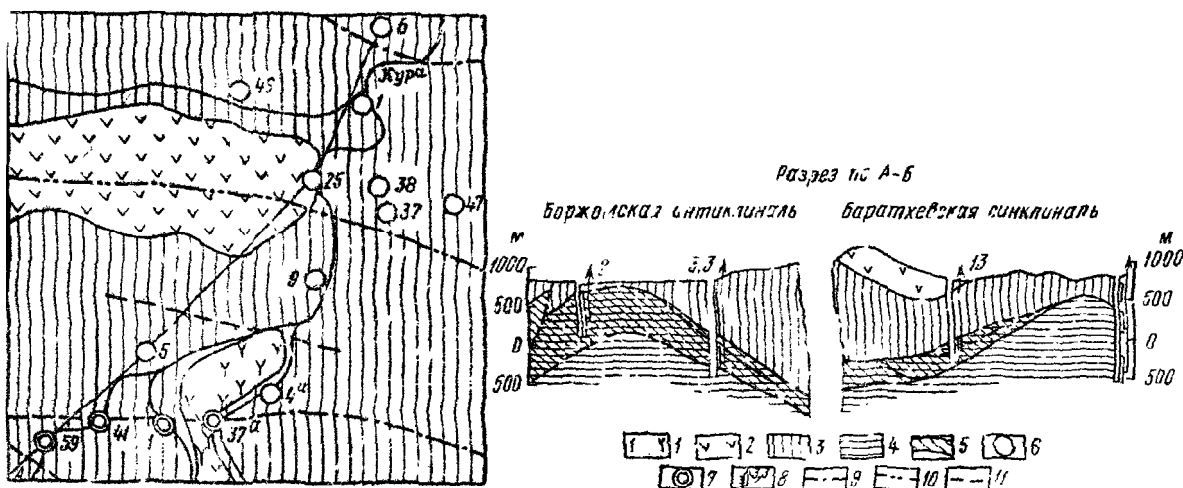
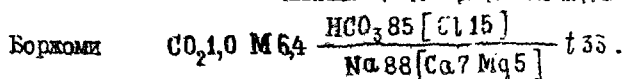


Рис. 7. Схематическая геологическая карта Боржомского месторождения углекислых МВ (по И.М. Буцидзе и Г.А. Геглоеву)

1 - андезитовые, андезито-базальтовые лавы (верхнечетвертичные); 2 - туфы, туфопесчаники, мергели (средний эоцен); 3 - мергели, мергелистые известняки, кварцевые песчаники (Боржомский флиш, палеоцен-нижний эоцен); 4 - песчаные и органические известняки, известковистые брекчи (верхний мел); 5 - зона распространения воды боржомского типа; 6 - разведочные скважины; 7 - каптежные скважины; 8 - интервал возопроветления (с первоначальным напором воды в атмосферах); 9 - ось антиклинали; 10 - ось синклинали; 11 - разрывные нарушения



Солевой состав Боржоми примерно на 85% состоит из гидрокарбонатов натрия. Происхождение таких вод весьма сложно, если принять во внимание их довольно высокую минерализацию. По мнению А.М. Овчинникова, они образуются во флишевых отложениях, которые обычно представляют собой пластово-трещинные водосносные горизонты, залегающих среди слабопроницаемых глин и глинистых мергелей, местами осложненных смятиями и тектоническими разрывами. Формирование химического состава

вод боржомского типа связано с процессами обмена катионов (натрий, заключенный в поглощенном комплексе глинистых пород, обменивается на кальций воды). Вследствие ритмичного чередования слоев флишевых отложений (мергели, песчаники, глинистые сланцы, туфогенные песчаники, туфоконгломераты и т.п.) условия для развития в них обменно-адсорбционных процессов особенно благоприятны.

Однако, как указано выше (см. главу III), в результате реакции $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ (вода) + 2Na^+ (погл. компл.) \rightleftharpoons NaHCO_3 (вода) + Ca^{2+} (погл. компл.) в природных условиях могут сформироваться гидрокарбонатные натриевые воды с минерализацией самое большее 2,5–3 г/л, ибо такой стадии минерализации в исключительно редких случаях могут достигать углекислые гидрокарбонатные кальциевые воды.

С другой стороны, перечисленные выше породы, образующие флиш, должны обладать малой емкостью поглощения. Например, Н.В.Церпвадзе пришел к заключению, что в поглощенном комплексе пород верхнемеловых известняков и среднеэоценовой вулканогенной толщи района Боржом поглощенный натрий отсутствует. Породы же Боржомского флиша иногда содержат его, но в таком малом количестве, что их нельзя считать источником поглощенного натрия в процессе формирования высокосолевых минеральных вод. Во флишевых породах основная роль принадлежит системе водовмещающих трещин эндогенного и экзогенного происхождения. Оказалось, что вода боржомского типа поднимается из карбонатных пород, залегающих ниже боржомского флиша. Пройдя отложения флиша, она почти не изменяет своего химического состава.

Новое, более обоснованное объяснение генезиса минеральных вод рассматриваемого типа изложено в главе III.

Приводим формулы Курлова ближайших аналогов Боржом:

$$\begin{array}{l} \text{Поляна Квасова} \\ \text{(Закарпатье)} \end{array} \quad \text{CO}_2 2,0 \text{ М } 10,4 \quad \frac{\text{HCO}_3 88 [\text{Cl } 12]}{\text{Na } 93} \quad t 11 ,$$

$$\begin{array}{l} \text{Свалыва (Закарпатье)} \end{array} \quad \text{CO}_2 1,8 \text{ М } 9,3 \quad \frac{\text{HCO}_3 96}{\text{Na } 87} \quad t 12 ,$$

$$\begin{array}{l} \text{Криница (Польша)} \end{array} \quad \text{CO}_2 2,4 \text{ М } 29 \quad \frac{\text{HCO}_3 90 [\text{Cl } 10]}{\text{Na } 90 [\text{Mg } 7]} \quad t 15$$

Воды эти почти чисто гидрокарбонатные натриевые. Особенно поражают своей высокой минерализацией углекислые воды Криницы. Выходы углекислых гидрокарбонатных натриевых вод в Закарпатье с указанным высоким содержанием NaHCO_3 приурочены к флишевым отложениям. В Забайкалье выделен особый тип балейских содовых вод, близкий и во многом отличный от вод боржомского типа. Генетически балейские МВ связаны с континентальными отложениями, подвергавшимися континентальному содовому засолению, и подстилающими их гранодиоритами. Состав вод Балейского месторождения по формуле Курлова:

скважина в шахте 1 глубиной 243 м

$$\text{источник 3} \quad \text{CO}_2, 4 \text{ M} 7,7 \quad \frac{\text{HCO}_3, 98}{\text{Na} 77 (\text{Ca} + \text{Mg}) 23} \text{ t} 8,5,$$

$$\text{CO}_2, 2,6 \text{ M} 16,4 \quad \frac{\text{HCO}_3, 99}{(\text{Na} + \text{K}) 81 [\text{Mg} 14]}$$

Балейские воды отличаются от боржомских меньшим содержанием иона хлора, отсутствием йода и брома, более высокой концентрацией ионов щелочноземельных металлов. Балейские МВ приурочены к основанию терригенных песчано-конгломератовых отложений того же возраста в зоне тектонических трещин, подводящих эти воды из фундамента, представленного кислыми интрузивными породами типа гранодиоритов. Формирование вод происходило в условиях межгорной тектонической впадины. Разгрузка вод осуществляется в подземные выработки и в аллювиальные отложения долины р. Унды. Воды фундамента бассейна трещинно-жильные, воды чехла бассейна трещинно-пластовые и пластовые.

Четвертый тип образуют углекислые хлоридно-гидрокарбонатные и гидрокарбонатно-хлоридные натриевые воды — эссендукский тип [38]. Этот тип вод обычно трехкомпонентный: среди катионов преобладает натрий, среди анионов — ионы хлора и гидрокарбонаты, причем в одних водах доминирует Cl^- , в других HCO_3^- . Воды насыщены глубинной углекислотой (см. табл. 8). Они распространены на Большом и Малом Кавказе, в Кавказах, на Камчатке и в других районах.

Воды четвертого типа связаны с осадочными толщами, а повышенное содержание в них хлоридов натрия А. М. Овчинников объясняет участием древних вод морского происхождения, претерпевших длинный путь метаморфизации. Хлор-бромный коэффициент этих вод преимущественно равен 300, т. е. близок к морскому, что указывает на отсутствие процесса выщелачивания галогенных толщ. В составе газов часто присутствуют метан и азот.

Особенностью углекислых хлоридно-гидрокарбонатных натриевых вод является очень малый дебит. Воды представляют исключительный бальнеологический интерес.

Приводим формулы Курлова наиболее популярных Эссендукских МВ:

Эссендуки № 17

$$\text{CO}_2, 1,5 \text{ M} 13,7 \quad \frac{\text{HCO}_3, 58 \text{ Cl} 42}{\text{Na} 91 [\text{Mg} 5 \text{ Ca} 3]} \text{ pH} 7,7 \text{ t} 37,$$

Эссендуки № 4

$$\text{CO}_2, 2,5 \text{ M} 8,6 \quad \frac{\text{HCO}_3, 60 \text{ Cl} 40}{\text{Na} 89 [\text{Ca} 6 \text{ Mg} 5]} \text{ pH} 6,7 \text{ t} 13.$$

Вода Эссендуков является хлоридно-гидрокарбонатной натриевой или, по старой номенклатуре, соляно-щелочной. В ней содержится много бора (HBO_3 20–50 мг/л) и присутствует набор микрокомпонентов: Br, J, Sr, Ba, Mn, Cu, Zn. Происхождение МВ эссендукского типа до сих пор остается неясным (см. главу III).

В соответствии с выводами С. И. Пахомова о генезисе углекислых вод Приэльбрусья, углекислые воды циркулируют по трещинам глубинных

разломов, состав их разнообразный – хлоридно-гидрокарбонатный и гидрокарбонатно-хлоридный натриевый. Например, в Кубанском районе

$$\text{источник 50} \quad \text{CO}_2 1,4 \text{ М} 8,0 \frac{\text{HCO}_3 49 \text{ Cl } 49}{\text{Na } 88} \text{ т } 6,$$

$$\text{источник 56} \quad \text{CO}_2 3,0 \text{ М} 11,2 \frac{\text{Cl } 59 \text{ HCO}_3 37}{\text{Na } 83} \text{ т } 5.$$

С.И.Пахомов попытался по величине кальциево-стронциевого коэффициента установить относительную глубину формирования углекислых вод, так как, по его данным, накопление стронция в углекислых водах Приэльбрусья происходит в результате выщелачивания различных, преимущественно магматических пород. Величина кальциево-стронциевого коэффициента может характеризовать глубину формирования углекислых вод. По величине этого коэффициента все углекислые воды делятся на две группы: воды поверхностного происхождения с высоким значением $\frac{\text{Ca}}{\text{Sr}}$ (> 200) и глубинные воды с низким значением коэффициента. Все углекислые хлоридно-гидрокарбонатные воды глубинные. Низкие величины кальциево-стронциевого коэффициента углекислых МВ не могут свидетельствовать об участии в их образовании солевого комплекса морской воды.

Воды эссендукского типа встречаются на территории Карпат. Они приурочены, по Г.А.Голевой, к слабо промытым флишевым, песчаниковым отложениям [18]. К числу их принадлежат

$$\text{Соймы} \quad \text{CO}_2 1,8 \text{ М} 7,3 \frac{\text{Cl } 57 \text{ HCO}_3 43}{\text{Na } 74} \text{ т } 12,$$

$$\text{Драгово} \quad \text{CO}_2 1,6 \text{ М} 6,7 \frac{\text{Cl } 51 \text{ HCO}_3 49}{\text{Na } 89} \text{ т } 8.$$

Воды углекислые гидрокарбонатно-хлоридные натриевые. В их формировании участвуют растворы, отжатые из морских песчано-глинистых отложений, на что указывает повышенное содержание йода.

Углекислые воды с заметным преобладанием хлоридов над гидрокарбонатами образовались в значительной мере в результате выщелачивания соленосных отложений и последующего смешения с гидрокарбонатными натриевыми водами. Они выделяются в арзникский тип:

$$\text{скважина 1/62} \quad \text{CO}_2 \text{ М} 11,3 \frac{\text{Cl } 68 \text{ HCO}_3 24 [\text{SO}_4 8]}{(\text{Na} + \text{K}) 75 [\text{Mg } 18 \text{ Ca } 10]}.$$

Их микрокомпоненты: марганец, медь, никель, цинк, фтор, бром, йод.

Так называемый торейский тип углекислых вод в Забайкалье по химическому составу близок к Эссендукам, но отличается повышенной концентрацией SO_4^{2-} , Ca^{2+} и Mg^{2+} [6,28].

$$\text{Источник Зун-Торейский} \quad \text{CO}_2 0,9 \text{ М} 5,6 \frac{\text{HCO}_3 44 \text{ Cl } 36 \text{ SO}_4 20}{\text{Na } 75 [\text{Mg } 16 \text{ Ca } 9]} \text{ т } 2.$$

Углекислые воды торейского типа заключены в континентальных меловых отложениях артезианских мульд и, по предположению А.П.Карасевой [28], формируются смешением засоленных подземных вод с углекислыми водами, поступающими по зонам тектонических нарушений из пород кристаллического фундамента.

На территории Монгольской Народной Республики, по Н.А.Маринову и В.Н.Попову [37], зафиксированы холодные углекислые хлоридно-гидрокарбонатные натриевые источники, вода которых сформировалась в условиях континентального засоления в котловинах, подобных Торейским. Источник Ара-Шанды-Булак расположен на тектоническом контакте гранитов с нижнемеловыми песчаниками. Химический состав его воды

$$\text{CO}_2 0,6 \text{ Mg}, 7 \frac{\text{HCO}_3 49 \text{ Cl } 28 \text{ SO}_4 22}{\text{Na } 93 [\text{Ca } 5 \text{ Mg } 2]} t 10 + 12.$$

На долю NaHCO_3 приходится около 4 г/л; вблизи источника на поверхности почвы наблюдаются тонкие корочки соды и глауберовой соли.

Источник Халдзан-Обо-Аршан вытекает на контакте юрских эффузивно-осадочных пород и нижнемеловых отложений. Химический состав его воды близок к Ессентукам

$$\text{CO}_2 1,6 \text{ M } 12 \frac{\text{HCO}_3 60 \text{ Cl } 40}{\text{Na } 90 [\text{Ca } 5 \text{ Mg } 4]} t 12,5.$$

На долю NaHCO_3 приходится примерно 6 г/л. Образование этих источников объясняют [37] приуроченностью к мезокайнозойским песчано-глинистым отложениям в замкнутых котловинах с затрудненным водообменом в условиях аридного климата.

Аналоги Ессентуков зафиксированы в районах современной вулканической деятельности. Приводим формулы Курлова углекислых гидрокарбонатно-хлоридных натриевых термальных вод Камчатки [26]:

$$\text{источники Пушкинские } \text{CO}_2 0,4 \text{ M } 5,8 \frac{\text{Cl } 49 \text{ HCO}_3 42}{\text{Na } 84} t 42,$$

$$\text{источники Дачные } \text{CO}_2 0,75 \text{ M } 5,9 \frac{\text{Cl } 60 \text{ HCO}_3 38}{\text{Na } 70} t 34.$$

По содержанию H_2SiO_3 (130–170 мг/л) источники относятся к кремнистым термам. По мнению В.В.Иванова [25], углекислые гидрокарбонатно-хлоридные натриевые термы, так же как и гидрокарбонатные натриевые, формируются обычно на значительных глубинах в закрытых и полу-закрытых геологических структурах, характеризующихся замедленным водообменом.

К пятому типу относятся углекислые хлоридные натриевые воды [38]. Согласно А.М.Овчинникову, месторождения углекислых вод, содержащих главным образом хлориды натрия, могут встречаться в районе неогитрузий в двух случаях: 1) если имеется соленосная толща или залежь солей, которая выщелачивается подземными водами; 2) если в породах сохранились хлоридные натриевые воды морского генезиса.

Представителями пятого типа (см. табл. 8) являются МВ Ереванские (Армения), и Наугейм (ФРГ).

$$\text{Ереванские воды} \quad \text{CO}_2 2,5 \text{ Мг} \frac{\text{Cl } 89 [\text{HCO}_3 8 \text{ SO}_4 3]}{\text{Na } 92 [\text{Ca } 5 \text{ Mg } 3]} t 21.$$

Это углекислый хлоридный натриевый слабый рассол. В нем содержится много кремнекислоты (100 мг/л), лития (11 мг/л), брома (160 мг/л), йода (46 мг/л). Хлор-бромный коэффициент равен 300.

$$\begin{array}{l} \text{Минеральные воды} \\ \text{Наугейм} \end{array} \quad \text{CO}_2 7,5 \text{ Мг} \frac{\text{Cl } 94 [\text{HCO}_3 6]}{\text{Na } 83 [\text{Ca } 13 \text{ Mg } 2 \text{ K } 2]} t 32,5.$$

Это углекислые осленные хлоридные натриевые термальные воды с повышенной концентрацией лития, стронция, железа, марганца, цинка и мышьяка.

Промежуточное положение между типами вод эссентукским и ереванским-наугейм занимают воды курорта Арзни, для которых типично более высокое относительное содержание гидрокарбонатов кальция и магния (см. табл. 8). Эти воды и их аналоги выделяются в арзнийский тип МВ. Соленные углекислые воды ереванского и арзнийского типов известны также в Закарпатье и на Тянь-Шане,

В настоящее время в развитие идей А.М.Овчинникова, В.В.Иванова и других [23, 58] выделено много типов углекислых вод. Здесь охарактеризованы лишь важнейшие.

Глава IX

СЕРОВОДОРОДНЫЕ (СУЛЬФИДНЫЕ) ВОДЫ

Группа В

В этой группе фармакологическим компонентом, определяющим лечебное действие МВ, является общий сероводород. Под общим сероводородом $H_2S_{\text{общ}}$ или иначе "суммой серы" ΣS понимают [38] сумму свободного сероводорода H_2S , гидросульфидного иона HS^- , сульфида S^{2-} , т.е. $\Sigma H_2S = [H_2S] + HS^- + S^{2-}$. Следует отметить, что ионы $S_2O_3^{2-}$ и SO_3^{2-} молекул встречаются в иной гидрохимической обстановке, чем ионы HS^- и S^{2-} .

Содержание общего сероводорода в лечебных МВ по нормам СССР должно быть не менее 10 мг/л. Это одна из важнейших групп лечебных МВ.

Сероводородные МВ в зависимости от pH подразделяются, по В.Н.Шемякину, на собственно сероводородные с содержанием только свободного сероводорода H_2S при $pH \leq 6,7$, гидросульфидно-сероводородные и сероводородно-гидросульфидные ($6,7 < pH \leq 7,3$), гидросульфидные ($7,3 < pH \leq 12,6$), гидросульфидно-сульфидные ($12,6 < pH \leq 13$) и сульфидные ($pH > 13$).

По концентрации общего сероводорода МВ подразделяются на слабо-сероводородные (10–50 мг/л), сероводородные средней концентрации (50–100 мг/л), крепкие сероводородные (100–250 мг/л), особо крепкие сероводородные (свыше 250 мг/л).

Воды с содержанием общего сероводорода менее 10 мг/л к лечебным сероводородным, по нормам СССР, не относятся и могут быть названы весьма слабосероводородными.

В.В.Иванов и Г.А.Невраев среди сероводородных (сульфидных) вод выделяют три основные генетические группы [24].

1. Азотные сероводородные (сульфидные) воды, генетически связанные с торфяными четвертичными образованиями (с содержанием общего H_2S обычно до 50 мг/л) преимущественно гидрокарбонатно-сульфатного кальциевого состава с минерализацией 2–3 г/л (тип вод Камери).

2. Метановые, реже азотные, сероводородные (сульфидные) воды, генетически связанные с битуминозными и нефтеносными отложениями, формируются преимущественно в глубоких частях артезианских бассейнов, представлены исключительно многочисленными типами вод, весьма разнообразными как по ионному составу и минерализации, так и по концентрации сероводорода. Относятся они, главным образом, к гидрокарбонатно-хлоридному и хлоридному классам. Содержание в них сероводорода достигает сотей и более миллиграммов на литр. Наиболее известные типы этих вод – Магистинский, Талгинский, Усть-Качкинский.

3. Углекислые сероводородные воды, генетически связанные с современными вулканическими и молодыми магматическими процессами, распространены широко в районах активного вулканизма Камчатки и Курильских островов, а на всей остальной территории Советского Союза представлены лишь несколькими группами источников. Характеризуются они различным ионным составом и широким диапазоном концентраций сероводорода, в основном в виде свободного H_2S . К этой группе принадлежат воды Курило-Камчатской подпровинции углекислых вод, сильно кислых, сульфатных, фумарольных, нередко с высоким содержанием сероводорода (до 3000 мг/л), а также Пятигорский II (весьма слабо сероводородный сложного ионного состава) и Ессентукский II (слабо сероводородный) источники группы КМВ. Слабо сульфидные азотные термы Прибайкалья и некоторых других районов СССР выделены в особую группу (см. главу XII).

Рассмотрим МВ наиболее типичные из перечисленных трех генетических групп. Сероводородные воды первой группы встречаются в гипсоносных толщах верхней перми на северо-востоке и востоке Европейской части СССР: например, воды курорта Крайнка Тульской области. Согласно А.М. Овчинникову [38], в четвертичные отложения, распространенные на территории курорта и содержащие торф, поступает сульфатная вода из данково-лебединского горизонта. Под влиянием биохимической десульфатизации она лишается части сульфатов и обогащается сероводородом. Химический состав источника Крайнка (сероводородный)

$$N_2 \Sigma H_2S^x 0,015 \text{ М } 1,9 \frac{SO_4 77 HCO_3 22}{Ca 84 [Mg 10 Na 6]} pH 7,5 t 7.$$

Воду следует назвать гидросульфидной гидрокарбонатно-сульфатной кальциевой. Обогащение ее сульфатами кальция произошло в результате растворения гипса. В процессе десульфатизации уменьшается содержание сульфатов, появляется $CO_2(HCO_3)$ и H_2S и, по-видимому, снижается минерализация, что видно при сравнении химических формул сероводородного и бессероводородного источников.

$$\text{Источник Крайнка (бессероводородный)} \quad M 2,3 \frac{SO_4 88 [HCO_3 12]}{Ca 87 [Mg 13]} pH 7,2 t 7,1.$$

x) Здесь и далее ΣH_2S означает общий сероводород.

Вода этого источника почти чистая сульфатная кальциевая ($rSO_4^{2-} \cong rCa^{2+}$) – результат выщелачивания гипса.

Аналогичного происхождения сероводородно-гидросульфидные гидрокарбонатно-сульфатные кальциевые источники курорта Хилово Псковской области. Напорный водоносный горизонт, их питающий, сложен трещиноватыми гипсоносными девонскими известняками. В области же питания самого горизонта залегают торфяники и поэтому в него поступает вода, обогащенная органическим веществом. Таким образом, в напорном горизонте, наряду с растворением гипса, протекает бактериальная десульфатизация и в результате формируется МВ

Хилово $N_2 \Sigma H_2 S 0,018$ М18 $\frac{SO_4 63 HCO_3 35 [Cl 2]}{Ca 91 [Mg 7 Na 2]}$ рН 6,9 t 6,8.

Курорт Кемери (под Ригой) базируется на сероводородно-гидросульфидных водах, образованных под влиянием болотных богатых органикой вод в гипсоносных девонских отложениях и в очагах разгрузки сульфатных вод в болотные отложения (рис. 8).

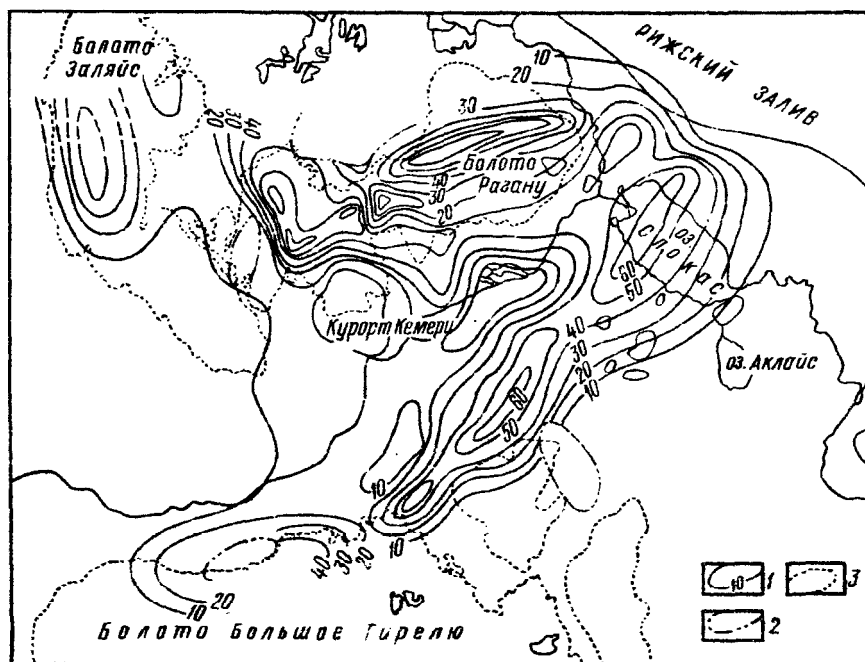


Рис. 8. Схема месторождения сероводородных вод в саласпилском водоносном горизонте (фаменский ярус Прибалтики) Кемери (по Г.П.Якобсону)
1 – изолинии содержания сероводорода, мг; 2 – контуры выхода саласпилских отложений;
3 – границы торфяных болот

Кемери $N_2 \Sigma H_2 S 0,027$ М2,64 $\frac{SO_4 78 HCO_3 21}{Ca 91 [Mg 8]}$ рН 7,1 t 7.

Концентрация в МВ общего сероводорода до 20–60 мг/л.

В несколько иной обстановке образуются сероводородные гидрокарбонатно-сульфатные Сергиевские МВ (Куйбышевская область). Водоносный горизонт их приурочен к сводовой части антиклинали, сложенной гипсоносными доломитами и известняками, прикрытыми сверху водоупорными породами, вследствие чего создается анаэробная среда. Состав Сергиевской сероводородной воды следующий:

$$N_2 \Sigma H_2SO, 0,85 \text{ М} 2,7 \frac{SO_4 76 HCO_3 21 [Cl 3]}{C 77 Mg 21 [Na 2]} pH 6,7 t 8.$$

Влияние доломитов сказывается в повышенном содержании ионов магния.

Р.Г.Панкина и В.Л.Мехтиева исследовали изотопный состав сульфатов и сероводорода, растворенных в водах Сергиевских источников и Серного озера, питаемого этими источниками. По изотопному составу серы, сульфаты источников близки между собой, δS^{34} колеблется от +12,4 до +13,8‰. Сопоставление величины δS^{34} сульфатов источников с δS^{34} эвалоритов пермского возраста на этой территории (+8,2–+10‰) показывает, что воды несколько обогащены δS^{34} по сравнению с эвалоритами. Авторы допускают, что утяжеление сульфата вод на 4,2–2,8‰ является результатом относительно глубоко замедленного процесса бактериальной сульфатредукции, сопряженной с преимущественной концентрацией изотопа S^{32} в H_2S и S^{34} в SO_4 . Значения δS^{34} для сероводорода источников колеблется от –22,8 до –25,2‰ [13].

Сероводородно-гидросульфидные воды курорта Ключи (Пермская область) выходят на границе Предуральяского прогиба с восточной окраины Уфимского плато. МВ по сбросу поднимается из артинских, перекрытых кунгурскими отложениями. Состав воды курорта Ключи

$$N_2 \Sigma H_2SO, 1,44 \text{ М} 3,1 \frac{SO_4 55 Cl 27 [HCO_3 18]}{Na 42 Ca 29 Mg 29} pH 7,3 t 6,4$$

смешанный (пятерной).

Комбинируя анионы с катионами, получим следующим гипотетический солевой состав, % экв.: NaCl – 27, Na_2SO_4 – 15, $MgSO_4$ – 20, $CaSO_4$ – 20, $Mg(HCO_3)_2$ – 9, $Ca(HCO_3)_2$ – 9. Такой состав вод отражает сложность геологической обстановки. Здесь развиты битуминозные известняки, доломиты, песчаники с линзами каменной соли, глины и прослои гипсов.

В результате растворения гипсов вода становится сульфатной кальциевой. Взаимодействуя с доломитами, она частично преобразуется в сульфатную магниевую. Наличие битуминозных пород и анаэробная среда способствуют образованию сероводорода. Источниками хлоридов натрия могут быть линзы галита или остатки морского солевого комплекса в породах. Появление сульфатов натрия в растворе, очевидно, связано с реакциями катионного обмена. Химический состав наиболее типичных представителей сероводородных (сульфидных) вод второй группы приведен в табл. 9.

Широко известно Мацестинское месторождение сероводородных метановых вод. Оно приурочено к Сочи-Адлеровской депрессии, юго-западная часть которой погружена под уровень Черного моря. В геологическом

Таблица 8

Химический состав серосодержащих сульфидных метановых вод

Компоненты	Старая Магистраль Кавказ (ноябрь 1960 г.)		Новая Магистраль Кавказ (июль 1961 г.)		Галки Кавказ (июль 1961 г.)		Усть-Качка Бассейн р. Камы (ноябрь 1954 г.)	
	г/л	% экв.	г/л	% экв.	г/л	% экв.	г/л	% экв.
Li^+	-	-	-	-	0,0034	0,42	-	-
NH_4^+	0,012	0,035	0,0187	0,23	-	-	-	-
K^+	3,5098	78,27	8,0903	78,52	0,0726	1,60	0,1853	0,34
Na^+	-	-	-	-	1,8411	69,28	28,6746	83,80
Mg^{2+}	0,1781	7,51	0,3608	6,62	0,1020	7,28	0,9173	5,34
Ca^{2+}	0,5417	13,87	1,3136	14,63	0,4926	21,28	1,6753	5,46
Fe^{2+}	-	-	-	-	0,0106	0,20	-	-
Сумма	4,2418	100,0	9,7831	100,0	2,5228	100,0	31,4525	100,0
Cl^-	6,5600	84,78	15,4085	96,89	3,1134	75,97	45,0708	90,11
Br^-	0,0280	0,17	0,0600	0,17	0,0176	0,19	0,0433	0,04
J^-	0,0034	0,01	0,0056	0,01	0,0013	0,01	0,0012	-
SO_4^{2-}	0,0018	0,02	0,0020	0,01	0,8481	11,84	6,1314	9,04
HS^-	0,1091	1,68	0,2083	1,40	0,1155	3,02	-	-
HCO_3^-	0,3965	3,34	0,3867	1,42	0,6466	9,16	0,6954	0,81
Сумма	7,1064	100,0	16,0828	100,0	4,5408	100,0	51,9427	100,0
Недиссоцииро- ванные моле- кулы								
CO_2	0,118	-	0,128	-	-	-	-	-
ΣH_2S	0,242	-	0,430	-	0,346	-	0,3198	-
в том числе								
$H_2S_{своб}$	0,130	-	0,200	-	0,221	-	0,2175	-
H_2SiO_3	0,023	-	0,032	-	0,021	-	0,0085	-
Минерализация	11,365	-	25,898	-	7,084	-	63,658	-
Температура, °C	26,3		37,6		36,5		6,5	
pH	6,7		6,6		6,7		6,8	

строении нижней части разреза этой депрессии участвует толща мощностью 2000 м туфопорфиров, сланцев и песчанистых сланцев нижней и средней зрн. Среднюю часть разреза депрессии образует карбонатная

толща верхней юры и мела общей мощностью также до 2000 м. Верхнюю часть разреза слагают мергели, глины и песчанистые глины третичного возраста общей мощностью 2500 м. Внутренняя часть депрессии сложена кулисообразно расположенными брахантиклинальными складками, часть которых эродирована до известнякового комплекса пород.

В гидрогеологическом отношении Сочи-Адлеровская депрессия представляет собой крупный латеральный Сочинский артезианский бассейн, основной водоносный комплекс которого приурочен к толще верхнеюрских и меловых известняков. По отношению к этому водоносному комплексу толща покрывающих третичных пород, как, по-видимому, и подстилающая порфиритовая толща, являются водоупорами. В глубоких зонах артезианского бассейна сосредоточены минеральные сероводородные воды Мацесты.

Старая Мацеста $\Sigma \text{H}_2\text{S } 0,24 \text{ M } 26 \frac{\text{Cl } 95 [\text{HCO}_3, 3 \text{ HS } 2]}{\text{Na } 78 [\text{Ca } 14 \text{ Mg } 8]} \text{ pH } 6,7 \text{ t } 26,$

Новая Мацеста $\Sigma \text{H}_2\text{S } 0,43 \text{ M } 38 \frac{\text{Cl } 97 [\text{HCO}_3, 2 \text{ HS } 1]}{\text{Na } 78 [\text{Ca } 15 \text{ Mg } 7]} \text{ pH } 6,6 \text{ t } 37.$

Воды Мацесты являются сероводородными хлоридными натриевыми. Они принадлежат к типу Шб хлор-кальциевому, характерному для гидрогеологически закрытых структур. МВ Новой Мацесты получена буровыми скважинами из глубокозалегающего водоносного горизонта. Ее вода отличается от воды Старой Мацесты более высокой температурой, минерализацией и содержанием сероводорода. Как видно из табл. 9, содержание свободного сероводорода ($\text{H}_2\text{S}_{\text{своб}}$) составляет около половины и более от общего сероводорода ($\Sigma \text{H}_2\text{S}$).

Гидрогеологическими исследованиями установлено, что сероводородные воды мацестинского месторождения связаны с закарстованными известняками мела и верхней юры, вследствие чего они характеризуются карстовыми условиями распространения, аккумуляции и динамики. Наряду с высоким содержанием общего сероводорода (до 450 мг/л) термальные юрские воды Мацесты обогащены радием (до $5 \cdot 10^{-10}$ г/л). В первом приближении на основе геолого-гидрогеологических предпосылок определены границы месторождения: по площади они совпадают с границами Сочи-Адлеровской депрессии, а по глубине, вероятно, не выходят за пределы карбонатных пород верхней юры.

Проблема происхождения МВ Мацесты до сих пор дискутируется и не имеет удовлетворительного решения. Большинство гидрогеологов приписывает им морской генезис. Хлор-бромный коэффициент этих вод менее 300. А.М.Овчинников рассматривает их как древние морские погребенные воды, которые в настоящее время находятся в стадии вытеснения. По северо-восточной периферии артезианского бассейна верхнеюрские и меловые известняки промыты. Высокоминерализованные воды, по Ф.А.Макаренку, полностью замещены пресными, внедрение которых происходит и в местных областях питания, приуроченных к ядрам размытых до меловых известняков Ахунской и Ахтырской антиклиналей. Здесь в результате проникновения пресных вод МВ разбавлена на значительную глубину.

В.М.Куканов выдвинул гипотезу о возможности происхождения мацестинских вод из современных вод Черного моря. Предполагается, что месторождение зародилось на определенной стадии гидрогеологического развития Сочи-Адлеровской депрессии, когда в ее недрах создались необходимые предпосылки и условия для поступления в них вод Черного моря, превращения их в мацестинские воды и сохранения последних до наших дней [46, 48].

Ко второй группе относятся сероводородные (сульфидные) воды Талги в Дагестане (см.табл. 9).

$$\Sigma H_2S 0,35 \text{ М}7 \frac{Cl 76 [SO_4 12 HCO_3 9 HS 3]}{Na 70 Ca 21 [Mg 7 K 2]} pH 6,7 t 36.$$

В формуле фигурирует сероводородная хлоридная кальциево-натриевая вода. В ней установлено повышенное содержание стронция (11 мг/л) и лития (3,4 мг/л). По величине минерализации Талги сильно уступают мацестинским водам, однако содержание сероводорода в них примерно то же. Месторождение МВ Талги приурочено к брахиантиклинали Кукур-Тау, сложенной верхнемеловыми известняками.

Высококонцентрированные обогащенные сероводородом МВ широко распространены в пределах восточной части Русской платформы. Формированию их благоприятствует развитие здесь гипсоносных, соленосных и нефтеносных отложений. В гидрогеологическом отношении названная часть платформы представляет собой Волго-Камский артезианский бассейн, с которым связано месторождение гидросульфидно-сероводородных вод Усть-Качка в Пермской области (см.табл. 9).

Месторождение Усть-Качка расположено в юго-западном куполе Краснокамской антиклинали – части Краснокамско-Полазненского антиклинала, разбуренного до нижнего девона. Геологический разрез района Усть-Качки, по данным В.М.Куканова, следующий: нижний девон – глины с прослоями песчаников, средний и верхний девон – известняки и доломиты, карбон – известняки и доломиты, за исключением угленосной толщи, которая представлена песчаниками и глинами верейского и кашинского горизонтов.

С перечисленными отложениями связаны два основных водоносных горизонта: нижний, заключенный в породах нижнего девона – нижнего карбона, содержит бессероводородные хлоридные натриевые рассолы; верхний, связанный с отложениями среднего карбона – верхнего карбона, содержит гидросульфидно-сероводородные хлоридные натриевые рассолы.

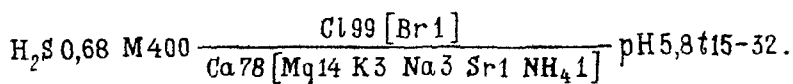
$$\text{Усть-Качка} \quad \Sigma H_2S 0,32 \text{ М}84 \frac{Cl 90 [SO_4 9 HCO_3 1]}{Na 89 [Ca 6 Mg 5]} pH 6,9 t 6,5.$$

Особый бальнеологический интерес представляют рассолы Ангаро-Ленского артезианского бассейна. Присутствие высоких концентраций свободного сероводорода, брома и некоторых других бальнеологически активных компонентов повышает активность воздействия этих рассолов на человеческий организм. Ангаро-Ленский артезианский бассейн пред-

ставляет собой крупную водонапорную систему площадью 500000 км². Он включает ряд бассейнов второго порядка: Иркутский, Канский, Верхне-Ленский, Ангарский и Мурский.

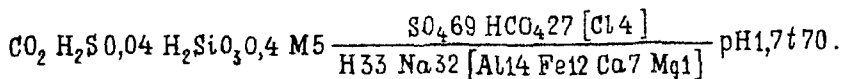
В геологическом разрезе рассматриваемого бассейна выделяют три рассолоносных толщи [42]: самую нижнюю – подсолеву (терригенную), среднюю – соленосную (галогенную) и верхнюю – надсолеву (карбонатную). Терригенная толща содержит концентрированные (330–440 г/л) хлоридные кальциевые или кальциево-натриевые рассолы. Галогенная толща состоит главным образом из каменной соли и доломита. Рассолы залегают в трещинах доломита. Местами минерализация этих рассолов достигает 500–600 г/л. По химическому составу они являются хлоридными кальциевыми. Рассолы характеризуются очень высоким содержанием свободного сероводорода (1,1–2 г/л) и брома (до 6 г/л). Концентрация калия в них местами преобладает над натрием. Карбонатная рассолоносная толща содержит хлоридные натриевые рассолы с минерализацией 50–180 г/л.

В качестве примера приводим формулу Тыретских рассолов



Это почти чистые очень крепкие хлоридные кальциевые рассолы с высоким содержанием свободного сероводорода. В них содержится много брома (6,2 г/л), стронция (4,4 г/л), лития (0,09 г/л) и калий (9 г/л) преобладает над натрием (4 г/л).

Для общего представления о химическом составе углекислых сероводородных вод третьей группы приводим формулу Курлова источника Северо-Менделеевского на о.Кунашир (Сахалинская область)



Минерализацию воды этого источника примерно на 30% создает серная кислота. Источник находится в области активного вулканизма, где газотермальная деятельность проявляется в выходах вулканических газов, различных термальных вод и газопаровых струй.

Анионный состав Северо-Менделеевского источника определяется главным образом составом вулканических газов (CO₂, H₂S, H₂ и др.), а сложный катионный состав (Fe, Al, Ca, Na и др.) – процессами выщелачивания кислыми термальными растворами вулканических пород.

Г л а в а X

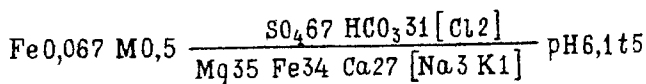
ВОДЫ ЖЕЛЕЗИСТЫЕ, МЫШЬЯКОВИСТЫЕ И С ВЫСОКИМ СОДЕРЖАНИЕМ Mn, Cu, Al

Группа Г

Воды, обогащенные Fe, As, Al, Cu, Mn и другими тяжелыми металлами, формируются только среди азотных и углекислых вод и не встречаются среди метановых. Они представлены разными по химическому составу и происхождению водами.

Среди азотных железистых вод выделяют две характерные группы [24]: 1) железистые слабо минерализованные воды различного ионного состава с относительно невысоким содержанием железа, генетически связанные обычно с четвертичными отложениями (Полюстровские) или с корой выветривания пиритизированных коренных пород (Марциальные); 2) кислые высокожелезистые сульфатные, иногда хлоридно-сульфатные воды зон окисления рудных месторождений (типы вод Левико и Гайские).

Популярные в СССР железистые лечебные воды выдают некоторые скважины старейшего курорта Марциальные воды на Карельском перешейке (табл. 10). Содержание ионов закисного железа в них около 70 мг/л. Например, МВ скважины 3



можно назвать гидрокарбонатно-сульфатной кальциево-железисто-магниевой.

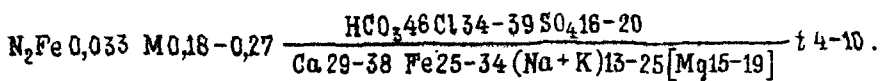
Марциальные воды связаны с корой выветривания докембрийских пиритонесных углистых сланцев. Обогащение их железом и сульфатами обусловлено процессами окисления кислородом воздуха пиритов, в результате чего образуется серная кислота, которая действует на горные породы. Поэтому окисление пирита сопровождается растворением карбонатов кальция и магния с выделением углекислоты.

Таблица 10

Химический состав вод железистых с высоким содержанием Mn, Cu, Al

Компоненты	Маршальские Карекия, сев. 3 (сентябрь 1959 г.)		Южный Урал			
			Блявинские (июль 1961 г.)		Гайские (август 1961 г.)	
	г/л	% экв.	г/л	% экв.	г/л	% экв.
H^+	-	-	0,0014	0,14	-	-
K^+	0,0019	0,74	0,0585	0,15	0,0034	0,14
Na^+	0,0049	2,99	3,267	14,13	0,786	53,79
Mg^{2+}	0,0296	34,77	0,868	7,26	0,0398	5,15
Ca^{2+}	0,0381	27,21	0,321	1,63	0,123	9,66
Fe^{2+}	0,0670	34,29	12,929	47,00	0,155	8,75
Fe^{3+}	-	-	3,834	21,86	0,639	5,37
Al^{3+}	0,00002	-	0,381	4,31	0,0905	16,84
Cu^{2+}	не обн.	-	1,120	3,58	0,0088	0,43
Mn^{2+}	0,0008	-	0,120	0,04	0,0012	0,07
Сумма	0,1423	100,0	22,880	100,0	1,276	100,0
Cl^-	0,0043	1,72	0,2422	0,69	0,4423	19,83
SO_4^{2-}	0,2255	66,94	43,01	90,98	2,4425	80,37
HSO_4^-	-	-	7,954	8,33	-	-
HCO_3^-	0,1336	31,34	-	-	-	-
Сумма	0,3637	100,0	51,20	100,0	2,885	100,0
Недиссоцииро- ванные молекулы						
H_2SiO_3	0,021	-	0,078	-	0,042	-
Минерализация	0,527	-	77,158	-	4,202	-
pH		6,0		2,85		2,8
Температура, °C		5,0		Холодная		Холодная

Другим химическим составом обладают известные свыше 250 лет Полюстровские минеральные железистые воды Ленинграда (Калининский район):

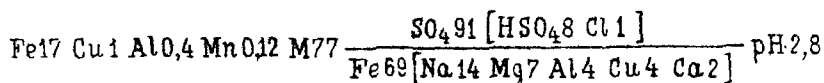


В Полюстровских водах, как и в Марциальных, повышенное содержание свободной углекислоты (150–200 мг/л). Микрокомпоненты Ва, Вг, Мп и другие присутствуют в количествах, близких к фоновым и не превышают европейских норм качества питьевой воды.

Полюстровские воды формируются в межморенных песках, содержащих глинистые прослойки. Основной причиной повышенного содержания железа является окисление пирита. На базе Полюстровских вод с 1934 г. функционирует завод по розливу МВ, которая используется в Ленинграде, городах СССР и за рубежом.

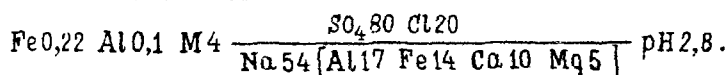
Приведенная в табл. 10 характеристика МВ второй группы относится к так называемым рудным водам, так как они формируются в рудных месторождениях. Рудные подземные МВ находятся в трещинах, пустотах и порах рудных тел при отсутствии нарушения их режима горными выработками^х.

Рудное тело Блявинского месторождения представлено двумя круто-залегающими линзами медистого пирита. Висячем боку линзы граничат с эффузивными и жильными диабазами, а в лежащем развиты кварцевые альбитофиры. С поверхности до глубины 40–50 м идут сильно ярозитизированные бурожелезистые образования с гематитом и лимонитом. Блявинская вода (табл. 10)



является почти чистым сульфатным железистым концентрированным раствором. Минерализация рудных вод обычно значительно ниже. Здесь же она связана с усилением окислительных процессов, вызванным разработкой Блявинского месторождения. При колебании минерализации рудных вод по разным скважинам от 2 до 46 г/л химический состав их почти не изменялся [48].

По формуле Курлова Гайские железистые воды



Вода формируется в зоне гипергенеза Гайского медноколчеданного месторождения. Кроме железа она содержит повышенные концентрации меди и марганца (табл. 10).

В сульфидных (полиметаллических) месторождениях ярко проявляются процессы окисления сернистых металлов, встречающихся здесь в виде пирита, халькопирита, сфалерита и других минералов. Эти процессы развиваются под влиянием кислорода воздуха, который, растворяясь в подземных водах, определяет высокие значения Eh и содействует переходу элементов в высшее валентное состояние.

В результате окисления сульфидных руд образуются кислые воды

^х Рудные воды не следует путать с рудничными, т.е. водами рудников, находящихся в подземных горных выработках.

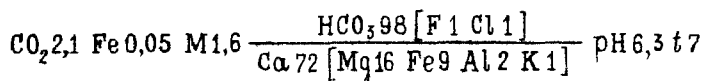
с высоким содержанием свободной серной кислоты в тяжелых металлах. Наиболее интенсивно процессы окисления протекают в зоне аэрации, в подзоне колебания уровня грунтовых вод. Концентрация сульфатов не всегда пропорциональна содержанию сульфидов в породах. Большое значение имеют состав вмещающих сульфиды пород, размеры зоны окисления и режим грунтовых вод. Значительным колебаниям уровня грунтовых вод и связанным с этим изменениям мощности зоны окисления сопутствуют существенные колебания в концентрации SO_4^{2-} . Они сопровождаются изменением количества микрокомпонентов (железо, медь, цинк и др.) в воде, которые используются в геологоразведочном деле как гидрохимические критерии при поисках рудных месторождений.

Коснемся теперь самого механизма образования кислых вод. До недавнего времени считалось, что химическое окисление сульфидов является основной причиной создания высокой кислотности рудничных вод. Затем значительная роль была отведена бактериям и в основном тионовым видам *Thiobacillus ferrooxidans*. Единственным источником энергии этого вида бактерий является окисление неорганического вещества. Большая гидрогеохимическая роль тионовых бактерий подтверждается их широким распространением в рудных и рудничных водах многих сульфидных и угольных месторождений.

Углекислые железистые воды по химическому составу разнообразны. Среди них выделяют несколько групп [24]: 1) гидрокарбонатные воды различного катионного состава, невысокой минерализации с содержанием железа до 50 мг/л (например, Келечинский тип); 2) исключительно кислые фумарольные термы сульфатно-хлоридного класса с весьма сложным катионным составом, часто с очень высоким содержанием железа и алюминия, широко распространенные в СССР на Курильских островах и многих зарубежных областях современного вулканизма (типы терм Кислый Ключ и Эбекский); 3) углекислые высокотермальные железосодержащие рассолы хлоридного натриевого иногда кальциево-натриевого состава с минерализацией, достигающей 400 г/л (тип Арима в Японии, Салтон-Си в США).

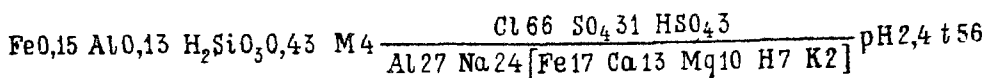
В табл. 11 приведен химический состав типичных представителей углекислых железистых вод.

Углекислая железистая гидрокарбонатная кальциевая вода Келечинского источника (Закарпатье)



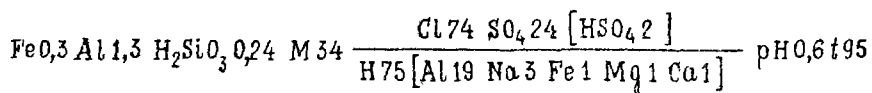
отличается высоким содержанием ионов фтора (5,3 мг/л).

В формуле источника Кислый Ключ (о-в Кунашир)



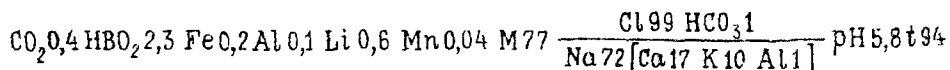
фигурирует железистая сульфатно-хлоридная кислая термальная вода с высоким содержанием кремнекислоты.

Вода источника Ревущая фумарола (Эбекский тип) на о-ве Парамушир



представляет собой концентрированный раствор соляной и серной кислот, который вследствие своей исключительной агрессивности по отношению к горным породам обогащен ионами железа, алюминия и других тяжелых металлов.

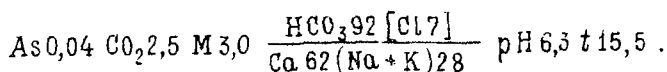
Минеральную воду Арима (Япония)



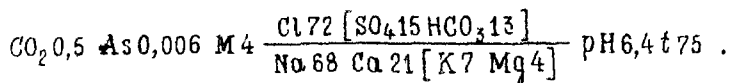
можно назвать углекислым железистым хлоридным натриевым термальным рассолом с очень высоким содержанием бора, алюминия, лития, марганца. В этом рассоле установлены значительные содержания ванадия (6 мг/л), цезия (2,5 мг/л), титана (2,6 мг/л) и в меньших количествах других металлов (см. табл. 11).

А.П.Карасева, И.Н.Данилова и Г.Д.Вейнреб [64], детализируя и дополняя классификацию мышьяк-содержащих вод В.В.Иванова, выделили четыре основные бальнеологические группы: I – углекислые, II – железистые, мышьяковые с высоким содержанием металлов марганца, меди, алюминия, цинка; среди них – кислые воды рудничного типа и фумарольные термы; III – кремнистые термы; IV – соленые хлоридные натриевые бромные и йодо-бромные МВ артезианских бассейнов. Авторы отметили, что в СССР выявлено около 40 месторождений МВ, содержащих свыше 0,7 мг/л мышьяка.

Среди углекислых мышьяковистых МВ можно указать, по А.П.Карасевой, Чвижипсе на Кавказе [64]



Большинство углекислых вод содержит сотые доли мышьяка – ниже установленных норм. Встречаются эти воды в первой провинции на Кавказе, в Закарпатье и других ее областях. К углекислым мышьяковистым термальным водам хлоридного кальциево-натриевого состава следует отнести Налачевские МВ Камчатки



Налачевские воды приурочены к андезитам вулканогенного бассейна и характеризуются значительным дебитом и содержанием мышьяка от 2 до 10 мг/л [64].

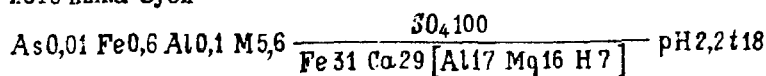
Ко второй группе можно отнести мышьяковистые "квасцово-купоросные" воды источника Зуби в окрестностях Кутаяси. Вода выходит у подножия склона из мощной дельвиальной массы, сложенной продуктами выветривания пород байосской порфириновой свиты [60]. Очевидно порфирито-

Химический состав углекислых железистых МВ с высоким содержанием

Mn, Cu, Al, Zn и др.

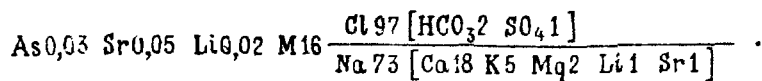
Компо- ненты	Келечинские Закрплатье		Кислый Ключ о.Кунашир		Источник Ревущая фумарола о.Парамушир		Арима Япония	
	(май 1956 г.)		(сентябрь 1953 г.)		(сентябрь 1962 г.)		(август 1949 г.)	
	г/л	% экв.	г/л	% экв.	г/л	% экв.	г/л	% экв.
H^+	-	-	0,0040	6,43	0,5736	75,17	0	0,7
Zi^+	-	-	-	-	-	-	0,0558	0,70
K^+	-	-	0,0463	1,90	0,3257	0,09	4,6640	9,60
Na^+	0,0019	1,55	0,3171	23,94	0,4085	2,33	20,53 30	71,60
Mg^{2+}	0,0330	15,51	0,0788	10,28	0,0545	0,59	0,0401	0,30
Ca^{2+}	0,2960	71,60	0,1640	13,26	0,0641	0,42	4,0690	16,90
Fe^{2+}	0,050	8,87	0,0560	3,21	0,2007	0,94	0,1650	0,50
Fe^{3+}	-	-	0,1008	13,43	0,0582	0,40	0,40	-
Al^{3+}	0,0041	2,47	0,1360	27,43	1,3030	19,00	00,0742	0,60
Сумма	0,391	100,0	0,9075	100,0	2,9935	100,0	29,7712	100,0
F^-	0,0053	1,36	0,0008	0,06	0,0032	0,02	-	-
Cl^-	0,0068	1,11	1,4392	65,58	19,9553	73,69	43,7900	99,20
SO_4^{2-}	0,0015	0,14	0,9312	31,00	8,8489	24,12	He обн.	
HSO_4^-	-	-	0,1106	3,36	1,6026	2,17		
HCO_3^-	1,226	97,39	-	-	-	-	0,5950	0,80
Сумма	1,2396	100,0	2,4826	100,0	30,41	100,0	44,443	100,0
Недис- социиро- ванные молекулы								
CO_2	2,100	-	-	-	-	-	0,370	-
H_2SiO_3	0,016	-	0,426	-	0,244	-	0,199	-
HBO_2	-	-	-	-	0,003	-	2,344	-
Минера- лизация	1,642	-	3,940	-	33,685	-	76,756	-
Темпера- тура, °C	7,0		55,6		95,0		94	
pH	6,3		2,4		0,57		5,8	

вый массив обогащен железистыми и мышьяковистыми соединениями. Воду источника Зуби



можно назвать мышьяковистой сульфатной кальциево-железистой.

Ко второй группе мышьяковистых вод относятся МВ Дуркхейм



Их следует назвать мышьяковистыми хлоридными натриевыми высокоминерализованными, содержащими много стронция и лития,

Кремнистые мышьякосодежащие термы (третья группа) по составу газов относят к азотно-углекислым и углекислым. Они отличаются высокой температурой (80–100°C), слабо минерализованы, содержат HBO_2 (60–180 мг/л) и H_2SiO_3 (160–320). Мышьяк не превышает 1–2 мг/л.

Представители четвертой группы – Синегорские МВ на Сахалине

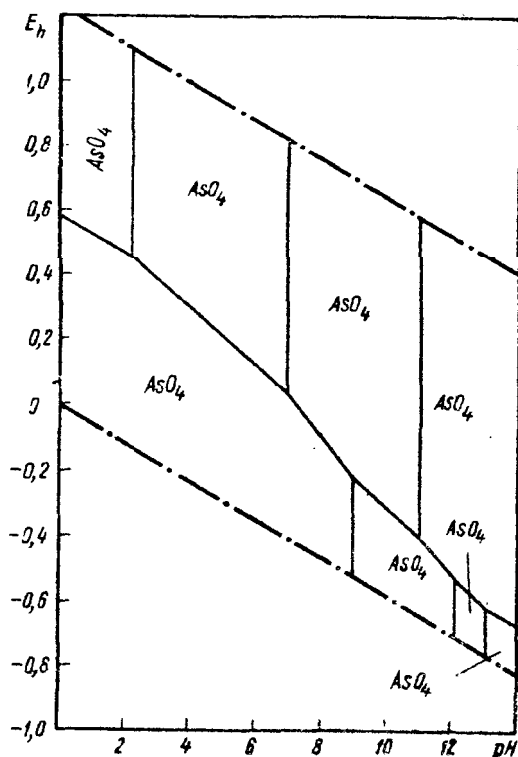
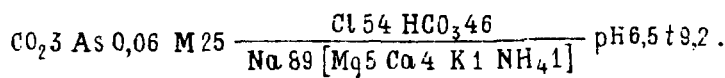


Рис. 9. Диаграммы зависимости соединений мышьяка от pH и E_h (по В.Н.Шемайну)

Это углекислые мышьяковистые гидрокарбонатно-хлоридные натриевые высокоминерализованные МВ, по макрокомпонентному составу напоминают Эссентуки № 17. Приурочены они к очагу разгрузки по разлому трещинножильных вод, поднимающихся с глубины, и соленых артезианских вод Сусунайского артезианского бассейна.

Бромные и йодобромные мышьякосодежащие воды глубоких водоносных горизонтов артезианских бассейнов известны в Терско-Кумском бассейне (содержат до 1,5 мг/л мышьяка). Воды умеренно соленые хлоридные натриевые бромные,

бромные метановые [64]. Формы соединений мышьяка в них зависят от величины E_h и pH (рис. 9), которые важно определять уже на стадии полевых работ.

Г л а в а X I

ВОДЫ БРОМИСТЫЕ, ЙОДИСТЫЕ И С ВЫСОКИМ СОДЕРЖАНИЕМ ОРГАНИЧЕСКИХ ВЕЩЕСТВ

Группа Д

Бромистые и йодистые воды обладают высокой минерализацией, часто достигающей стадии рассолов. Многие из них имеют промышленное значение (см. главу XIV). Бромистые и йодистые воды относятся к хлоридному классу, по преобладающим катионам они являются натриевыми и смешанными, газовый состав их метановый, реже - азотный^х.

Бромистые и йодистые воды в лечебных целях применяются как для наружного, так и внутреннего употребления. Лечебными питьевыми могут быть только те воды, минерализация которых не превышает 10-15 г/л, брома > 25 мг/л, йода > 5 мг/л.

Характерными представителями этой группы являются типы вод Семигорский, Хадзыженский, Шохартаган-Майкопский, Усть-Качкинский, Керки-тагский и в США - Бей-Сити (табл. 12). К азотным бромистым водам относятся два широко известные в СССР типа - Белгородский и Дугельский.

В табл. 12 приведен химический состав типичных представителей бромистых и йодистых МВ. Минерализация их значительная. Все они относятся к хлоридному классу, практически бессульфатны, характеризуются высокими концентрациями йода (10-92 мг/л) и брома (10-964 мг/л). Как ранее говорилось, накопление брома в подземных водах совершается соответственно увеличению минерализации. Наибольшее содержание брома установлено в Усть-Качкинских водах, минерализация которых достигает 271 г/л.

^х О происхождении в подземных водах высоких концентраций йода и брома, а также об источниках накопления в них органических веществ см. главу III.

Т а б л и ц а 12

Химический состав вод бромистых, йодистых с высоким содержанием органических веществ

Компоненты	Семигорские Кавказ (июль 1900 г.)		Халыженские Кавказ (1958 г.)		Шошартыя Венгрия (август 1950 г.)		Усть-Качкинские скважины басс. р. Камы (сентябрь 1954 г.)		Нафтуся № 1 Предкарпатье (апрель 1970 г.)	
	г/л	% экв.	г/л	% экв.	г/л	% экв.	г/л	% экв.	г/л	% экв.
K^+	0,087	0,17	0,011	0,14	0,024	0,20	1,829	0,99		
Na^+	2,067	97,87	4,663	98,98	6,862	95,51	77,875	71,62	0,013	7
Mg^{2+}	0,011	0,68	0,007	0,38	0,078	1,00	4,159	7,24	0,027	29
Ca^{2+}	0,288	1,09	0,021	0,50	0,136	2,16	19,038	20,10	0,088	84
Fe^{2+}	0,007	0,19	Слезы		0,011	0,13	0,065	0,05	-	-
Сумма	3,360	100,0	4,692	100,0	7,110	100,0	102,062	100,0	0,138	100
Cl^-	1,096	36,22	6,539	90,71	10,000	98,15	167,319	99,81	0,014	5
Br^-	0,0096	0,15	0,040	0,23	0,114	0,45	0,694	0,18	-	-
I^-	0,0130	0,01	0,041	0,16	0,092	0,23	0,010	-	-	-
SO_4^{2-}	0,0099	-	0,010	0,11	0,022	0,14	0,013	0,01	0,042	11
HCO_3^-	5,115	63,82	1,018		0,193	1,03	-	-	0,360	84
Сумма	6,841	100,0	7,608	100,0	11,322	100,0	168,36	100,0	0,432	100
Недиссоциированные молекулы										
H_2SiO_3	0,003	-	0,0173	-	0,009	-	0,003	-	0,003-0,010	-
Органические вещества	0,011	-	0,009	-	-	-	-	-	0,029	-
Минерализация	10,214	-	12,416	-	18,414	-	271,2	-	0,570	-
Температура, °C	13,5		21,0		18,4		23		6,3-9,0	
pH	7,3		8,0		7,7		5,0		6,89-7,20	

Ен от -70 до +445 мВ

Приводим формулы Курлова высококонцентрированных рассолов:

$$\text{Керкитагский (Туркмения)} \quad \text{Br } 1,74 \quad 10,013 \quad \text{M } 547 \quad \frac{\text{Cl } 100}{\text{Ca } 54 \quad \text{Mg } 43 \quad [\text{Fe } 1 \quad \text{Na } 1 \quad \text{K } 1]} ,$$

$$\text{Бей-Сити (США, штат Мичиган)} \quad \text{Br } 2,4 \quad 10,004 \quad \text{M } 408 \quad \frac{\text{Cl } 100}{\text{Ca } 86 \quad [\text{Mg } 7 \quad \text{K } 5 \quad \text{Na } 2]} .$$

Первые вскрыты скважиной на глубине 2408 м, вторые – 2380–2430 м. Химический состав их исключительно своеобразен, реакция кислая (pH = 3). Керкитагские воды следует называть хлоридными магниевыми, Бей-Сити – хлоридными кальциевыми. Содержание брома, соответственно, 1,74 и 2,40 г/л. Керкитагские рассолы содержат много железа (3,36 г/л), Бей-Сити (15,4 г/л).

Воды, лечебное значение которых определяется в основном только высоким содержанием органических веществ, встречаются в природе довольно редко. Минерализация их относительно низкая. Используются они только как питьевые при почечных заболеваниях. Иванов и Невраев называют два типа таких вод: воды Нафтуса в СССР и Брамштедские в ФРГ (табл. 12).

Формула Курлова воды источника Нафтуса

$$\text{M } 0,7 \quad \frac{\text{HCO}_3 \quad 83 \quad [\text{SO}_4 \quad 10 \quad \text{Cl } 8]}{\text{Ca } 54 \quad \text{Mg } 38 \quad [\text{Na } 8]} \quad t \quad 6,5 .$$

В воде источника установлено содержание гуминовых веществ 4 мг/л, битумов 25 мг/л, которые и придают ей лечебные свойства. Химический состав источника самый заурядный: гидрокарбонатный магниевый с минерализацией 0,7 г/л и 0,7 мг/л сероводорода.

Приведем сводную формулу Курлова для источника Нафтуса № 1, по Н.А.Маринову и И.П.Пасеке [36]

$$\text{M } 0,65 - 0,78 \quad \frac{\text{HCO}_3 \quad 70 - 86}{\text{Ca } 47 - 63 \quad \text{Mg } 26 - 46} .$$

В источнике Нафтуса № 1 обнаружены, мг/л: марганец 0,04; железо закисное 0,1; алюминий 1,0; титан 0,005; кобальт 0,007; медь 0,1; свинец 0,06; серебро следы; цинк 0,6; стронций 0,04; бром до 0,025; йод до 0,05; фтор 0,5; метаборная кислота до 0,2; кремниевая кислота 3,0–10,0; гидрофосфат 0,01. Спектральными методами в воде источника обнаружены – марганец, ванадий, титан, барий, стронций, литий, медь, кадмий, серебро.

В минеральных водах Нафтуса растворены органические вещества весьма сложного состава. Органическим веществам этих источников придается лечебное значение. При этом разные исследователи по-разному объясняют лечебные свойства воды. Одни – наличием в воде сернистых углеводородов, другие – фенолами, третьи – присутствием углерода летучих органических соединений и т.д. Подводя итоги результатов выполненных исследований, посвященных изучению органических веществ, растворенных

в минеральных водах типа Нафтуся, Н.А.Маринов и И.П.Пасека пишут, что вопрос о природе лечебного начала Нафтуси, несмотря на то, что МВ изучаются уже более 100 лет, пока остается загадкой [36].

Вода Нафтуся залегает на небольшой глубине, каптирована в неогеновых отложениях, содержащих озокерит и окисленные битумы. Аналогичные воды встречаются в нескольких пунктах Карпатской нефтеносной провинции [36].

Бальнеологические свойства Брамштедских МВ также объясняются влиянием на организм растворенных органических веществ:

$$C_{\text{орг}} 0,246 \text{ Мг} \frac{\text{Cl} 96 [\text{HCO}_3 3 \text{ SO}_4 2]}{\text{Na} 90 [\text{K} 5 \text{ Ca} 4 \text{ Al} 1]} t 18 .$$

Это хлоридная натриевая вода с минерализацией 4 г/л, содержащая 246 мг/л органических веществ, повышенную концентрацию железа (4,3 мг/л) и алюминия (4,7 мг/л).

Г л а в а XII

ВОДЫ РАДОНОВЫЕ

Группа Е

За основную единицу количества радона R_n принимается кюри C — количество радона, находящееся в равновесии с 1 г радия или его доли: милликюри mC , микрокюри μC , миллимикрокюри $m\mu C$. Единицей концентрации радона в воде является кюри/л или эман (10^{-10} кюри/л). В бальнеологии в качестве единицы концентрации длительное время применялась единица Махе, равная 3,64 эман. В последнее время в медицине переходят на выражение концентрации радона в эманах. Наиболее широко величина концентрации радона в эманах используется, по Г.Ф.Новикову, в геологической, гидрогеологической и геофизической практике. В настоящей работе за единицу концентрации радона МВ принят эман.

К группе радоновых МВ относятся воды, содержащие повышенное количество радона более 50 эман (14 ед.Махе). В табл. 1 дано разделение этих вод по величине концентрации радона, принятое в бальнеологии. Воды с концентрацией радона меньшей 50 эман можно отнести к радоновым только, когда температура и дебит воды разрешают процедуры в проточных бассейнах (ваннах), куда вода поступает непосредственно из источников без предварительного подогрева.

В противоположность радону, который сравнительно быстро покидает организм (несколько часов) и имеет относительно короткий период полураспада (3,85 суток), радий, поступая в организм, отлагается в костной системе. Поэтому для минеральных питьевых вод установлено предельное допустимое содержание радия $5 \cdot 10^{-10}$ г/л и урана 0,5 мг/л.

Все природные подземные и поверхностные воды содержат какое-то количество разнообразных радиоактивных элементов и, стало быть, в той или иной мере радиоактивны. Практическое значение приобрели воды,

содержание элементы уранового ряда – уран, радий и радон. По преобладанию одного из этих элементов различают радиоактивные воды: урановые, радиевые и радоновые. Выделяется также промежуточная группа радоно–радиевых и других вод сложного радиологического состава.

В зависимости от практического использования в понятие "радиоактивные воды" вкладывают различное содержание. Урановые воды обычно служат поисковым гидрохимическим критерием месторождений урана. Богатые радием воды служат сырьем для добычи этого элемента (см. главу 1). Радоновые и радоно–радиевые воды нашли применение в бальнеологии.

Гидрогеохимия интересующих нас радиоактивных элементов своеобразна. Уран обычно входит в кристаллическую решетку минералов и только незначительная часть его, а также весь радий находятся в междокристаллическом пространстве, т.е. капиллярах и других пустотах. Это определяет условия перехода в воду урана и радия. Уран переходит в раствор только при растворении минерала, которое сопровождается полным разрушением кристаллической решетки. Радий же может переходить в воду в процессе выщелачивания без нарушения целостности кристаллической решетки. Правда, в осадочных породах уран находится преимущественно в **расоеянном** состоянии и поэтому может выщелачиваться подземными водами.

Радон – инертный газ, и поведение его в воде подчиняется газовым законам. Обогащение вод радоном происходит за счет эманирования горных пород.

К урановым водам относятся природные воды, содержащие $3 \cdot 10^{-5}$ г/л урана. Формирование их определяется вещественным составом ураносодержащих пород, химическим и газовым составом вод, окислительно–восстановительными, гидродинамическими и климатическими условиями. Интенсивность обогащения вод ураном зависит от минеральной формы нахождения урана в породе и агрегатного состояния минералов. Рассеянные и тонковкрашенные минералы легче растворяются, чем монолитные и гнездообразные включения. Лучше всего мигрирует уран в гидрокарбонатных водах, так как HCO_3^- образует легкорастворимые соединения урана.

Газовый состав вод оказывает особо важное влияние на переход урана из пород в воду. В присутствии свободного кислорода уран из труднорастворимой четырехвалентной формы, окисляясь, переходит в легкорастворимую шестивалентную форму. Углекислота также усиливает растворение урановых минералов. Возникает карбонатная среда, в которой шестивалентный уран образует легкоподвижные комплексные карбонатные соединения. Метан, азот не оказывают какого-либо влияния на миграцию урана в водах. Сероводород, создавая восстановительные условия, способствует восстановлению урана и выпадению его в осадок.

Если подземные воды характеризуются высокими значениями Eh (> 250 мв), то урановые соединения окисляются и переходят в наиболее растворимые шестивалентные соединения. При низких значениях Eh (< 0 мв) – в восстановительных условиях – уран может находиться главным образом в четырехвалентной форме и переходить в воду не способен.

Уран легче всего мигрирует в зоне свободного водообмена. В зоне затрудненного водообмена подвижность его ограничена. Как установлено, на формирование урановых вод в значительной мере влияет климат: концентрация урана возрастает от областей с влажным климатом к областям с более сухим климатом. За счет интенсивного испарения содержание урана в водах может достигать $2 \cdot 10^{-2}$ г/л. Большое влияние на подвижность урана в природных водах оказывает органическое вещество. Уран адсорбируется органическим веществом и образует с ним малоподвижные ураноорганические соединения.

В природных водах обычно содержится незначительное количество радия: $n \cdot 10^{-12}$ – $n \cdot 10^{-10}$ г/л. Радиевыми принято называть воды, содержащие $1 \cdot 10^{-10}$ г/л радия и более. Высокие содержания радия встречаются в водах, связанных с месторождениями урано-радиевых руд.

На переход радия из пород в воду оказывает влияние не только содержание его в породе, но и агрегатное состояние породы. Из более дисперсных пород радий легче выщелачивается водами. Он может поступать в воду в результате процессов катионного обмена, интенсивность которых определяется катионным составом взаимодействующих с породой вод. По силе воздействия на выщелачиваемость радия катионы располагаются в следующий ряд: $Ba^{2+} > Pb^{2+} > Sr^{2+} > Ca^{2+} > K^+ > Na^+$. Таким образом, с большей интенсивностью вытесняется радий из пород барием и с меньшей – натрием. Но если в воде присутствует ион SO_4^{2-} , то образуется труднорастворимая соль $BaSO_4$, которая выпадает в осадок, увлекая с собой радий, и обогащение воды радием не происходит.

Высокие концентрации катионов могут создаваться в минерализованных водах, поэтому радиевые воды характеризуются высокой минерализацией. Среди газов, растворенных в воде, наибольшее влияние на извлечение радия из пород оказывает уголекислота, что, вероятно, можно объяснить диссоциацией угольной кислоты с образованием ионов водорода, которые могут энергично участвовать в реакциях катионного обмена. Радиевые воды более широко распространены, чем урановые. Наиболее благоприятная обстановка для их образования создается в гидрогеологически закрытых структурах с восстановительными условиями. По химическому составу радиевые воды являются хлоридными кальциево-натриевыми высокоминерализованными, а иногда рассолами.

При дегазации уголекислых вод нарушается карбонатное равновесие и выпадают карбонаты кальция – образуются травертины. Это приводит к скоплению радия и образованию мощных эманлирующих коллекторов. Уран в таких условиях не выпадает, а мигрирует дальше.

Радиевыми называются воды, содержащие преимущественно газообразную эманацию радия (радон) в количествах значительно больших, чем равновесное с растворенным в воде радием.

Наряду с принятой в бальнеологии классификацией радоновых вод по концентрации в них радона (см. табл. 1) можно подразделять природные воды по содержанию в них радона на: 1) практически не радоновые – с концентрацией радона менее 10 эман; 2) слабо радоновые (10–100 эман) с подразделением на 10–50 и 50–100 эман; 3) умеренно радоновые (100–

1000 эман) с подразделением на 100–400 и 400–1000 эман; 4) высоко радоновые – свыше 1000 эман с подразделением на 1000–2000 эман и выше.

Подобное деление вод на группы исходит из того, что воды с содержанием радона менее 10 эман являются фоновыми. Концентрация радона от 10 до 100 эман характеризует воды с повышенным его содержанием и свойственна водам в породах с повышенным эманированием – водам зоны трещин выветривания кислых изверженных пород. Воды с концентрацией в 100–1000 эман обогащаются радоном в эманлирующих коллекторах, но вне связи с месторождением руд. Радоновые воды с концентрацией свыше 1000 эман обычно (но не всегда) связаны с месторождениями урана. Эта общая классификация радоновых вод может быть детализирована с учетом норм, принятых в медицине, тогда основные группы вод этой классификации (вторая, третья, четвертая) разделяются соответственно на подгруппы, как это показано выше. Месторождения радоновых вод формируются в результате процессов эманирования пород и диффузии радона в подземные воды. У радона небольшой период полураспада и поэтому воды, обогащенные радоном, можно встретить в неглубоко залегающих грунтовых и артезианских водоносных горизонтах в зоне свободного водообмена.

Эманированием называется процесс миграции радона из пород в капилляры, заполненные водой или воздухом. Такая миграция совершается путем диффузии и не зависит от химического состава воды. Эманлирующая способность горных пород определяет количество радона, выделяемое 1 г породы за время, достаточное для установления радиоактивного равновесия. Эманлирующую способность активизирует большая раздробленность пород, повышение влажности и температуры снижает повышение давления.

Воды с высокой концентрацией радона связаны с месторождениями радиоактивных руд, эманлирующими коллекторами и глубокими тектоническими трещинами в гранитах. Воды с относительно повышенной концентрацией радона (до 50 эман) встречаются в коре и зоне трещин выветривания кислых магматических пород, среди которых наибольшей эманлирующей способностью при одинаковой степени раздробленности обладают гранит-пегматиты.

Миграция радона в водах, как всякого другого газа, определяется парциальным давлением и температурой воды. Падение давления вызывает дегазацию вод, т.е. выделение радона в окружающую атмосферу. С повышением температуры воды понижается концентрация радона в воде. На миграцию радона в подземных водах существенное влияние оказывают и гидродинамические условия. В раскрытых структурах, где наблюдаются большие скорости движения вод, дальность миграции радона больше, чем в структурах закрытых или полураскрытых с полустационарным режимом.

Формирование МВ, обогащенных радоном, происходит в разнообразных геоструктурных условиях в результате различных физико-химических процессов. Известные представители радоновых вод относятся к азотным и углекислым, значительно реже встречаются радоново-радиево-урановые

воды с кислородно-сероводородно-метановым составом и минерализацией до 100 г/л. Среди азотных вод в природе широко распространены два типа радоновых низкой минерализации – холодные воды коры и зоны трещин выветривания и термальные глубоких тектонических трещин кислых изверженных пород. Это типы вод Липовский и Белокурихинский и их своеобразная разновидность – Цхалтубский. Последний связан с осадочными породами, характеризуется незначительной для радоновых вод радиоактивностью (менее 36 эман), но обладает достаточно высокой температурой (около 35°) и большим дебитом, что позволяет использовать эти воды в виде ванны и бассейнов купаний (рис. 10).

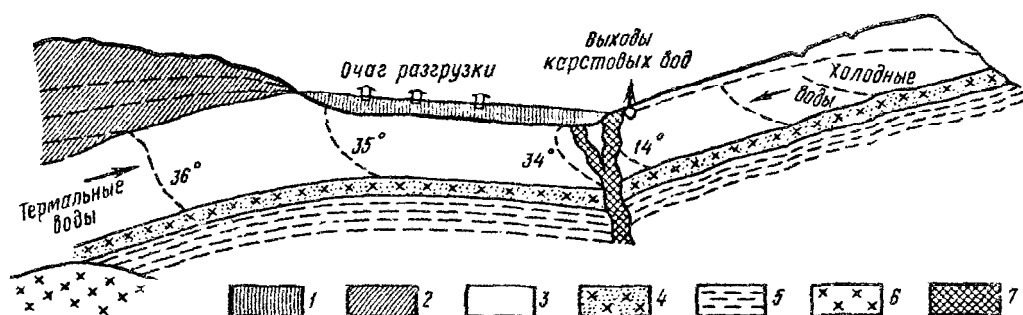


Рис. 10. Схематический разрез Цхалтубского месторождения [38]
 1 – четвертичные отложения котловины; 2 – относительно водоупорные отложения нижнего мела;
 3 – водоносные известняки (ургон); 4 – песчаник (валыжик); 5 – сланцы (юра); 6 – граниты;
 7 – базальты (дайки и нэжи)

Единственным известным представителем азотных радоновых хлоридных натриевых терм высокой минерализации является тип Джети-Отгузских МВ.

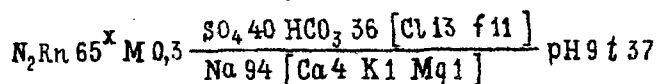
Среди углекислых вод радоновые представлены несколькими характерными типами (табл. 13) различного состава и генезиса: Брамбахский (ГДР) с исключительно высокой радиоактивностью (свыше 8000 эман). Некоторые углекислые радоновые воды генетически связаны с гидротермальной урановой минерализацией, другие – с явлениями вторичной адсорбции радия в горных породах из подземных вод.

На базе Белокурихинских минеральных вод функционирует курорт Белокуриха, в 70 км южнее г. Бийска. Месторождение МВ приурочено к Белокурихинскому массиву, сложенному серыми и розовыми порфировидными гранитами. Розовые граниты интенсивно раздроблены и превращены в тектонические брекчии. Обширный гранитный массив (500 км²) служит богатой областью питания для подземных и, в частности, трещинно-жилых термальных вод. Выходы последних связаны с тектоническим разломом, который является составной частью регионального тектонического нарушения широтного направления, называемого Басом Алтая.

Химический состав радоновых вод

Компоненты	Белокурихинские Алтай (июнь 1963 г.)		Джеты-Огузские Тянь-Шань (ноябрь 1955 г.)		Молоковские Забайкалье (январь 1992 г.)		Брамбахские ГДР (май 1957 г.)	
	г/л	% экв.	г/л	% экв.	г/л	% экв.	г/л	% экв.
K^+	0,0012	0,82	0,1184	1,48	0,0022	0,71	0,0099	2,12
Na^+	0,0798	94,29	2,429	50,89	0,0182	10,04	0,2324	44,82
Mg^{2+}	0,0003	0,54	0,0156	0,62	0,0212	20,77	0,0348	12,86
Ca^{2+}	0,0032	4,35	1,935	46,84	0,1066	68,48	0,1712	40,30
Сумма	0,0845	100,0	4,508	100,0	0,1615	100,0	0,4671	100,0
F^-	0,0075	10,60	0,0011	0,02	-	-	-	-
Cl^-	0,0173	13,71	6,899	94,00	0,0104	3,46	0,0826	10,33
SO_4^{2-}	0,0708	39,95	0,5685	5,73	0,0370	9,19	0,2689	24,75
HCO_3^-	0,0811	36,14	0,0291	0,23	0,4453	87,32	0,8947	64,82
Сумма	0,1767	100,0	7,502	100,0	0,4931	100,0	1,2482	100,0
Недиссоцииро- ванные молекулы								
CO_2	-	-	-	-	1,04	-	2,576	-
H_2SiO_3	0,043	-	0,032	-	0,013	-	0,056	-
HBO_2	Следы	-	-	-	-	-	-	-
Минерали- зация	0,304	-	12,06	-	0,667	-	1,77	-
Температура, °C	37		44		0,5		7,5	
pH	9,2		7,15		5,65		5,91	
Rn, зман	65		1100		700		8180	

Как видно из формулы Курлова, Белокурихинские МВ



относятся к радоновым гидрокарбонатно-сульфатным натриевым термальным типа акратотерм. Сульфатный состав воды обусловлен процессами окисления пирита и халькопирита, вмещенных в гранитах. Терапевтическое значение имеет и кремнекислота (43 мг/л), которая, вероятно, находится в ионизированном состоянии. Главной составной частью газов Белокурихинских вод является азот (98,0%) воздушного происхождения.

^{x)} Здесь и далее содержание радона дается в эманах на литр.

$$N_2 Rn 1100 M12 \frac{Cl 94 [SO_4 6]}{Na 51 Ca 47 [K 1 Mg 1]} p H 7 t 44 .$$

Эта радоновая хлоридная кальциево-натриевая термальная вода принадлежит к ярко выраженному типу №6 (хлор-кальциевому), который более характерен для глубинных рассолов (см. табл. 13). Генезис подобного состава вод точно не выяснен (см. главу III).

Месторождение минеральных вод Джеты-Огуз находится в восточной части Иссык-Кульской впадины в пределах кыно-иссыккульской термальной линии, которая сечет сложный бассейн подземных вод (рис. II). Основной водоносный комплекс этого бассейна образован осадочными отложениями карбона, высоко приподнятыми в краевых частях и глубоко погруженными во внутренних под мощную толщу континентальных терригенных отложений юры, мела и кайнозоя. Фундамент бассейна сложен метаморфическими и магматическими породами нижнего палеозоя. Термальные трещинножильные воды поднимаются из глубины к очагу разгрузки по локальной тектонической зоне интенсивной трещиноватости известняков карбона в ядре брахиантиклинальной складки, крылья которой сложены породами мезозойского и кайнозойского возраста. В тектоническом отношении район Джеты-Огузских терм находится в пределах подвижной зоны сочленения поднимающегося хребта Терский-Алатау и опускающейся впадины оз. Иссык-Куль. В этой зоне развиты молодые тектонические разломы.

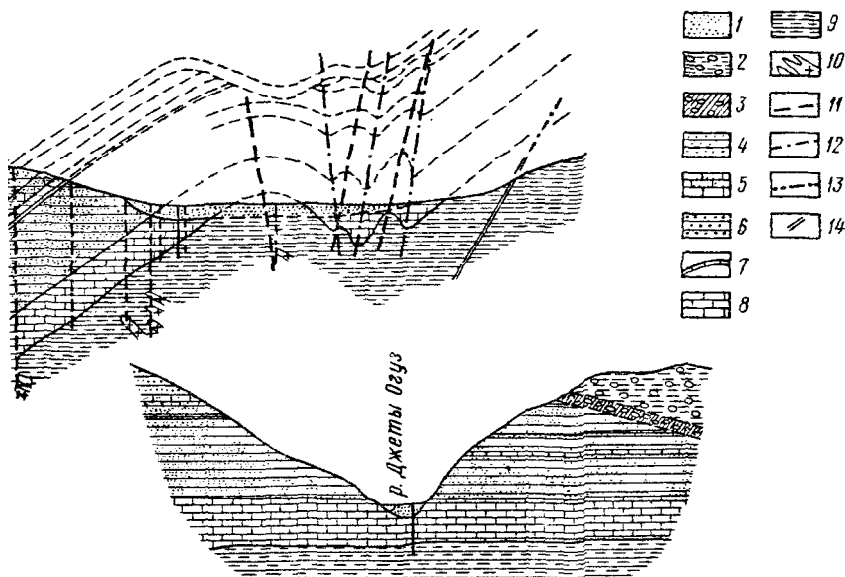


Рис. 11. Геологическая схема участка разгрузки Джеты-Огузских терм (по В.Н.Васильевой)

- 1 - четвертичные отложения; 2 - мел-палеоген, чонкучакская свита; 3 - нижняя юра, безугольная свита; 4 - средний карбон; верхняя песчаниково-алевролитовая подсвита; 5 - средний карбон, горизонт массивных песчаников; 6 - средний карбон, нижняя песчаниково-алевролитовая подсвита; 7 - маркирующие прослои тонкозернистых розовых песчаников; 8 - средний карбон, известняковая свита; 9 - метаморфическая толща докембрия и нижнего палеозоя; 10 - иньекции красных гранитов; 11, 12, 13 - соответственно оси антиклиналей; 14 - сбросы

Как полагает А.М.Овчинников [38], обогащение этих МВ радием обусловлено присутствием здесь вторичных эманулирующих коллекторов, заключенных в аллювии и известняках карбона в непосредственной близости от участка выходов терм. Сами же эманулирующие коллекторы сформировались в результате выпадения радия из термальных хлоридных кальциево-натриевых вод при их смешении с верхними холодными гидрокарбонатными водами. При смешении нарушалось карбонатное равновесие, выпадал из раствора карбонат кальция и вместе с ним соосаждались соли радия.

Молоковское месторождение холодных углекислых радоновых вод расположено недалеко от г.Читы и приурочено к тектоническому разлому в кислых гранитах. При подходе к очагу разгрузки происходит насыщение вод радоном. Воду Молоковского месторождения

$$CO_2 1,0 \text{ Rn } 700 \text{ M } 0,7 \frac{HCO_3 87 [SO_4 9 Cl 3]}{Ca 68 Mg 21 [(Na + K) 11]} \text{ pH } 5,6 \pm 0,5$$

можно назвать углекислой радоновой гидрокарбонатной магниево-кальциевой (см.табл. 13). По составу она относится к радоновым дарасунам (см.главы VI и VIII).

В ГДР известны высоко радоновые Брамбахские источники. Воды их формируются в пределах гранитного массива, представленного среднезернистым двуслюдяным гранитом, магма которого была богата летучими компонентами. Гранит контактирует с гнейсами, прорванными интрузиями базальтов. Эманация радия возникает в трещинах гранита, где радиоактивные элементы находятся в рассеянном состоянии. Содержание радия в гранитах порядка 10^{-12} г/породы. Воду Брамбахских источников

$$CO_2 2,6 \text{ Rn } 8180 \text{ M } 2 \frac{HCO_3 65 SO_4 25 [Cl 10]}{Na 45 Ca 40 [Mg 13 K 2]} \text{ pH } 5,9 \pm 7,5$$

можно назвать углекислой радоновой сульфатно-гидрокарбонатной кальциево-натриевой холодной минеральной (см.табл. 13). В ней содержится много кремнезема (56 мг/л) и присутствуют повышенные концентрации стронция (2 мг/л), бария (1,3 мг/л), железа (11 мг/л), алюминия (1,5 мг/л), марганца и др. Обращает внимание исключительно высокая обогащенность этих вод радоном.

При оценке месторождений радоновых вод важно учитывать не только концентрацию радона в водах, ее изменение во времени и пространстве, но и дебит радоновых источников. Произведение дебита источника Q л/сек на концентрацию радона C_{Rn} эман определяет радонную ценность или мощность источника $M = Q C_{Rn}$. Возможности использования источников с малым дебитом и высокой радиоактивностью ограничены, тогда как источники умеренно радоновые при высоком дебите могут использоваться для приема ванн и других водных процедур, требующих больших количеств воды (например, Цхалтубо). При сопоставлении и оценке радоновых источников, следовательно, полезно иметь данные об их радонной ценности или мощности.

Глава XIII

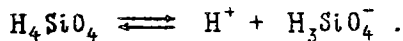
КРЕМНИСТЫЕ ТЕРМЫ

Группа Ж

К этой группе MB отнесены термальные воды с содержанием H_2SiO_3 не менее 50 мг/л при температуре более 35°C .

Вследствие низкой растворимости силикатных минералов, а также благодаря тому, что кремнистые соли являются питательным веществом для многих организмов, содержание кремния в природных водах очень невелико, и исключением в этом отношении являются некоторые подземные термальные воды, названные кремнистыми термами.

Существующие представления о формах соединений кремния в растворах до сих пор неполны и недостаточно точны. Кремний присутствует в водах в истинно растворенном состоянии в виде кремневой и поликремневой кислот, а также содержится в виде коллоидов типа $x\text{SiO}_2 \cdot y\text{H}_2\text{O}$. Большинство исследователей считает, что кремнекислота имеет строение ортокремневой кислоты H_4SiO_4 [1]. При диссоциации она образует ряд производных, из которых значение для природных вод может иметь лишь ион H_3SiO_4^-



Преобладающей формой миграции кремнезема в природных водах являются истинные растворы. Коллоидная форма может образовываться только в пересыщенных кремнеземом растворах. Из насыщенных растворов (например, в водах термальных источников) кремнезем осаждается в процессе выпаривания и охлаждения, при изменении pH, добавлении электролитов, а также в результате деятельности организмов и пр. В частности, понижение температуры или изменение pH вод термальных источников вызывает полимеризацию, а затем осаждение из них аморфного кремнезема.



Рис. 12. Зависимость содержания кремнезема от температуры минеральных источников Железноводска (по Г.В.Богомолову)

ратуре, в прямой зависимости от которой изменяется и содержание кремнезема (рис. 12).

Согласно лабораторным данным, максимальная растворимость кремнезема при 200–600°C и давлении до 800 атм составляет 50–60 г/л. На растворимость влияет химический состав воды. Присутствие в воде соды и хлоридов натрия способствует переходу кремнезема в раствор. Согласно А.И.Захарченко [46], по сравнению с чистой водой при тех же температуре и давлении растворимость кремнезема в водных растворах Na_2CO_3 может увеличиться в 30 раз, в растворах $NaHCO_3$ и $NaOH$ – в 50 раз и в растворах $NaCl$ – в 90–100 раз. Встречаются содовые холодные источники, обогащенные кремнеземом. Растворимость кремнезема резко увеличивается в сильно щелочных и сильно кислых водах.

Возрастание количества CO_2 в водах в общем случае влечет за собой повышение содержания кремнезема. Для источников Малого Кавказа с температурой воды до 20°C эта зависимость проявляется достаточно отчетливо. В источниках с температурой выше 40°C возрастает содержание кремнезема при снижении углекислоты, так как фактором, определяющим содержание кремнезема в воде, становится температура. Ей чаще, чем другим факторам, принадлежит доминирующая роль в растворимости кремнезема в водных растворах.

Кремнистые термальные воды весьма распространены. Они образуются в различных геологических и гидрогеологических условиях, наиболее широко представлены среди углекислых и азотных терм (имеющих щелочную реакцию), связанных преимущественно с кислыми изверженными породами.

Азотные кремнистые термы – щелочные слабоминерализованные воды различного ионного состава. Связаны они с глубокими тектоническими разломами и формируются в результате выщелачивания атмосферными водами горных пород. В кислых кристаллических породах эти термы значительно обогащены (до 15–20 мг/л) фтором и могут называться фтористыми.

Экспериментальные работы многих исследователей и наблюдения за горячими источниками Исландии и Новой Зеландии показывают, что главным фактором, определяющим растворимость кремнезема в воде, является температура. Очень четко выражена эта зависимость, например, для воды железнородских источников с почти одинаковой минерализацией и одного химического типа. Они различаются только по темпе-

ми термами (Пиринейский или Кульдурский тип). При формировании этих терм в вулканогенных и других породах повышенных концентраций фтора обычно не наблюдается (Начикинский тип). Использование МВ, обогащенных фтором, возможно только для наружного употребления. Азотные кремнистые термы очень широко распространены в СССР, Болгарии, Франции и многих других странах.

Приводим краткую характеристику некоторых представителей этого типа кремнистых терм (табл. 14).

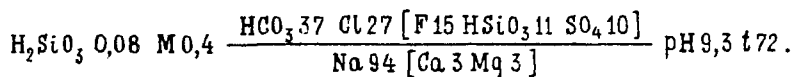
Таблица 14

Химический состав кремнистых (азотно-углекислых) терм

Компоненты	Вайракские Новая Зеландия		Паужетские Камчатка (сентябрь 1958 г.)		Горячий Пляж о. Кунашир (сентябрь 1954 г.)		Кризувик Исландия (июль 1957 г.)	
	г/л	% экв.	г/л	% экв.	г/л	% экв.	г/л	% экв.
Li^+	0,0122	1,6	-	-	-	-	-	-
NH_4^+	0,0009	0,1	Не обн.	-	0,0003	0,01	0,0002	-
K^+	0,1460	6,7	0,0648	3,62	0,2430	8,97	0,0540	5,0
Na^+	1,1300	87,9	0,9489	90,08	1,3338	84,28	0,5531	89,3
Mg^{2+}	0,0010	1,4	0,0037	0,65	0,0050	0,58	0,0078	2,4
Ca^{2+}	0,0260	2,3	0,0519	5,65	0,0846	6,16	0,0174	3,3
Sr^{2+}	-	-	-	-	0,0012	-	-	-
Сумма	1, 3161	100,0	1,0693	100,0	1,6730	100,0	0,6325	100,0
F^-	0,006	0,6	0,0009	0,08	0,0009	0,06	0,0002	-
Cl^-	1,927	97,1	1,5377	94,46	2,3545	96,16	0,8488	87,1
Br^-	-	-	0,0042	0,09	0,0042	0,06	0,0020	-
I^-	-	-	-	-	0,0002	-	Не обн.	
SO_4^{2-}	0,035	1,3	0,0727	3,30	0,0542	1,63	0,0740	6,0
HCO_3^-	0,035	1,0	0,0335	1,11	0,0884	2,09	0,0050	0,3
CO_3^{2-}	-	-	0,0090	0,66	Не обн.		0,0003	-
HSiO_3^-	-	-	0,0078	0,30	-	-	0,1400	6,6
Сумма	2,003	100,0	1,6658	100,0	2,5016	100,0	1,0703	100,0
Недиссоцииро- ванные молекулы								
$\text{H}_2\text{S}_{\text{общ}}$	0,001	-	-	-	-	-	-	-
H_2SiO_3	0,502	-	0,204	-	0,309	-	0,518	-
HAsO_3	-	-	-	-	0,001	-	-	-
HBO_2	0,106	-	-	Есть	-	Есть	Не обн.	-
Минерализа- ция	3,944	-	3,050	-	4,590	-	2,222	-
Температу- ра, °C	Выше 100							
pH	8,6		8,2		8,1		9,2	

Источники Кульдур, на базе которых действует курорт с таким же наименованием, находятся в живописных отрогах Малого Хингана в пределах Биробиджана. Выходы азотных терм приурочены к окраине крупного гранитного массива в долине р.Кульдур. Район источников находится в области мезозойской (верхне-меловой) складчатости. Оси складок и зоны разломов имеют северо-северо-восточное направление. С одной из зон разлома, которую рассматривают как термальную линию, и связан выход термальных вод.

Формула Курлова источника Кульдур (1963 г.)



Кремнекислота здесь находится главным образом в недиссоциированном состоянии (0,08 г/л). Обнаружены высокие концентрации фтора (12 мг/л), молибдена, вольфрама и других микрокомпонентов.

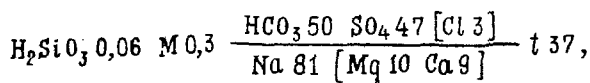
Как отмечено выше, формы нахождения кремнекислоты в термах точно не установлены. М.С.Суетина, подробно исследовавшая в 1938 г. Кульдурские термы, нашла, что в этих источниках кремнекислота одновременно присутствует в ионном — H_2SiO_3 (56,9 мг/л) и коллоидном H_2SiO_3 (54,1 мг/л) состоянии, т.е. приблизительно в равных количествах. Е.С. Кабанова считает, что кремнекислота в естественных водах находится главным образом в истинно растворенной форме; коллоидная часть обычно не превосходит 10–20%.

К азотным кремнистым термам относятся многие термальные источники северных цепей Тянь-Шаня и характеризуются высоким содержанием кремнезема — до 40% всей минерализации. Большая часть их связана с породами гранитной массы палеозойских интрузий. Термальные воды поднимаются на дневную поверхность по тектоническим трещинам молодого возраста. Расположение термальных источников в плане линейное, что указывает на связь с тектоническими разломами, вытянутыми в широтном направлении. Так, группа термальных источников — Алма-Арасан, Горельник, Талгарские — расположена на одной термальной линии, проходящей вдоль северного склона Заилийского Ала-Тау. Линия эта характеризуется резкими уступами в массиве кристаллических изверженных пород. К этой линии приурочены эпицентры землетрясений.

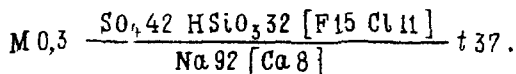
Источники Алма-Арасан расположены в 26 км к югу от г.Алма-Ата, в глубоком ущелье, по которому течет горная река. На базе источника функционирует бальнеологический курорт. Орографически район выходов этих терм располагается в северном склоне хребта Заилийского Ала-Тау, прорезанного здесь глубоким каньонообразным ущельем р.Проходной. Оба борта ущелья сложены изверженными породами, главным образом розовато-серыми биотито-роговообманковыми гранитами. Термальные источники вытекают из трещин по обеим сторонам ущелья. В настоящее время эксплуатируются термальные воды скважин, заложенных на месте выхода источников.

На примере Алма-Арасан можно видеть, как меняются наши представления о химии минеральных вод. Сравним результаты анализа термальных вод:

1938 г.



1963 г.

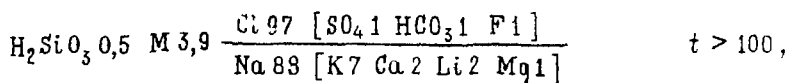


В действительности существенных изменений в химическом составе термальных вод Алма-Арасана произойти не должно. Тем не менее, по представлениям 1938 г., вода является сульфатно-гидрокарбонатной натривой, а согласно данным 1963 г. (более точным), ее следует именовать силикатно-сульфатной натривой (вся кремнекислота находится в диссоциированном состоянии).

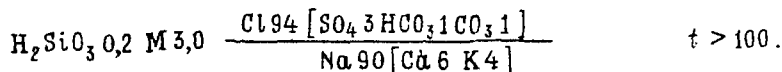
К кремнистым термам относится и весьма своеобразный тип азотно-углекислых "перегретых" терм (на глубине температура достигает 200-300°C) областей современного вулканизма. Это термы хлоридного натриевого состава с очень однообразной минерализацией (2-5 г/л), исключительно высоким содержанием H_2SiO_3 (до 300-600 мг/л) и иногда бора [24]. Они являются главным объектом изучения и использования в энергетических целях в Новой Зеландии, Исландии, Калифорнии, на Камчатке и Курильских островах. Этот тип назван Вайракейско-Паужетским - по имени наиболее известных месторождений высокотермальных вод Вайракей (Новая Зеландия) и Паужетка (Камчатка).

При выходе этих вод на поверхность вследствие их исключительно высокой температуры происходит почти полная дегазация (удаление CO_2 , N_2 и других газов), в результате чего они превращаются в практически безгазовые воды с щелочной реакцией.

В табл. 14 приведен химический состав азотно-углекислых кремнистых высокотемпературных терм. Это почти чистые для природных условий хлоридные натриевые (80-90% NaCl) термальные воды: Вайракейские



Паужетские



Из микрокомпонентов в Вайракейских источниках обнаружены повышенные концентрации бора (100 мг/л) и лития (12 мг/л).

В подгруппе метановых терм высокие содержания кремнекислоты встречаются значительно реже, что объясняется, по-видимому, с одной стороны, формированием их в осадочных отложениях, с другой - более слабой щелочной реакцией [24]. Однако и среди метановых терм встречаются воды с высокими концентрациями H_2SiO_3 (50 мг/л и выше). Например, Нальчикские термы

$$\text{H}_2\text{SiO}_3, 0,08 \text{ М18} \frac{\text{Cl } 98 [\text{HCO}_3 2]}{\text{Na } 88 [\text{Ca } 8 \text{ Mg } 3 \text{ K } 1]} + 80,$$

Тбилисские термы II

$$\text{H}_2\text{SiO}_3, 0,04 \text{ М4} \frac{\text{Cl } 99 [\text{HCO}_3 1]}{\text{Na } 62 [\text{Ca } 37 \text{ Mg } 1]} + 43.$$

Нальчикские термальные воды вскрыты на курорте Нальчик (Северный Кавказ) скважиной глубиной 2400 м в нижнемеловых отложениях (рис. 13). Как явствует из формулы, эти термы являются хлоридными натриевыми слабовыраженного типа Шб (хлор-кальциевого). Тбилисские термальные воды вскрыты скважиной на глубине 1400 м. Скважина заложена в вулканогенной толще Аджаро-Триалетской системы в том месте, где она прорезается долиной р. Куры. По химическому составу эту воду следует назвать хлоридной кальциево-натриевой ярко выраженного типа Шб.

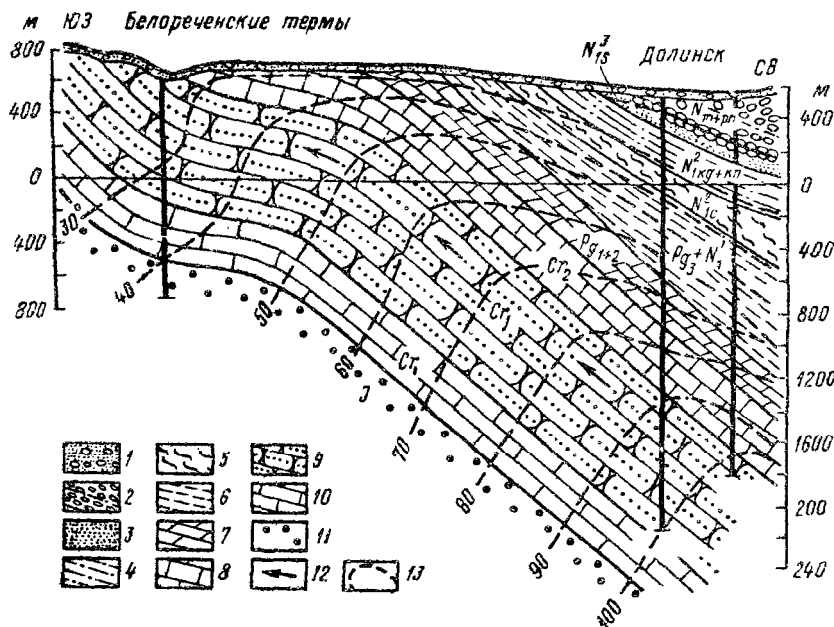


Рис. 13. Схематический разрез южной части Нальчикского артезианского бассейна на участке разгрузки метановых термальных вод [38]
1 - четвертичные отложения Q; 2 - мезотис-понт (N_{т.рп.}); 3 - сармат N_{1s}; 4 - караган-конк N_{1kg+kn}; 5 - чокрак N_{1c}; 6 - майкоп-ходум Pg+2; 7 - эоцен Pg+3; 8 - верхний мел St₂; 9 - нижний мел St₁; 10 - нижний мел, известняки St_{1ul}; 11 - юра J; 12 - направление движения воды; 13 - изотермы

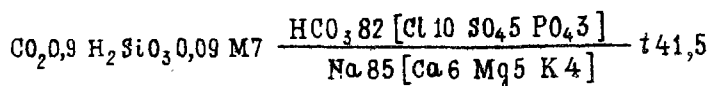
Многочисленную и очень ценную в лечебном отношении группу МВ составляют угликислые кремнистые термы, преимущественно невысокой минерализации (до 5-10 г/л), весьма разнообразного ионного состава,

широко распространенные в областях четвертичного вулканизма как в СССР, так и за рубежом (табл. 15). Обогащенность этих вод кремнеземом (до 100 мг/л и выше) можно объяснить высокой температурой, присутствием CO_2 , содовым типом и местами генетической связью с изверженными породами. В СССР известными представителями этих вод являются - Джермукские термы в Армении и Исти-Су в Азербайджане. За рубежом популярны термальные воды Виши во Франции, Карловы Вары в Чехословакии, Эмс в ФРГ.

Таблица 15

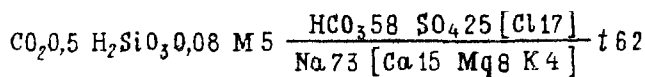
Химический состав кремнистых (углекислых) терм

Компоненты	Исти-Су СССР (Азербайджан) (август 1953 г.)		Джермук СССР (Армения) (февраль 1961 г.)		Виши Франция (январь 1935 г.)		Карловы Вары Чехословакия (январь 1955 г.)	
	г/л	% экв.	г/л	% экв.	г/л	% экв.	г/л	% экв.
K^+	0,0217	0,57	0,100	4,08	0,137	4,05	0,0994	3,34
Na^+	2,0080	89,30	1,0566	73,19	1,6965	84,92	1,5660	83,96
Mg^{2+}	0,027	2,2	0,0620	8,12	0,0504	4,76	0,0441	4,57
Ca^{2+}	0,1565	7,98	0,1780	14,15	0,1073	6,16	0,1270	7,91
Sr^{2+}	-	-	0,0041	0,16	0,0017	0,05	0,0003	-
Сумма	2,216	100,0	1,403	100,0	1,994	100,0	1,833	100,0
Cl^-	1,180	33,9	0,3732	16,76	0,3239	10,52	0,6125	21,30
SO_4^{2-}	0,7391	15,7	0,7695	25,53	0,1968	4,72	1,403	36,01
HCO_3^-	3,002	50,4	2,208	57,66	4,344	81,98	2,105	42,53
PO_4^{2-}	-	-	-	-	0,0753	2,74	-	-
Сумма	4,921	100,0	3,352	100,0	4,941	100,0	4,12	100,0
Недиссоцииро- ванные молекулы								
CO_2	0,600	-	0,473	-	0,908	-	0,375	-
H_2SiO_3	0,379	-	0,083	-	0,091	-	0,090	-
HBO_2	-	-	0,020	-	-	-	0,004	-
Минерали- зация	7,52		4,866		7,027		6,05	
Температу- ра, $^{\circ}\text{C}$	54		62		41,5		71,4	
pH	6,7		6,9		-		-	



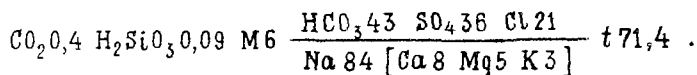
является углекислой кремнеземной высокопроцентной содовой и по последнему признаку стоит ближе всего к водам типа Боржом. Обращает внимание высокое содержание (75 мг/л) ионов PO_4^{2-} , отмечено присутствие стронция, мышьяка и железа.

Джермукскую воду



следует назвать углекислой кремнеземной сульфатно-гидрокарбонатной натриевой. В ней обнаружены Li^+ (1,2 мг/л), Sr^{2+} (4 мг/л), Fe^{2+} (0,9 мг/л), в меньших концентрациях никель, свинец, цинк и другие металлы (табл. 15). Выходы Джермукских терм связаны с трещиноватой зоной на контакте эоценовых пород с гранодиоритами. Вода формируется в наиболее погруженных частях артезианского бассейна. На базе источников действует курорт Джермук.

Источник Вржидло (Шпрудель) курорта Карловы Вары:



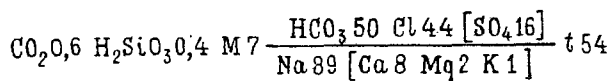
Хотя содержание CO_2 здесь не достигает установленной нормы (0,5 г/л), воду источника Вржидло можно назвать углекислой кремнеземной хлоридно-сульфатно-гидрокарбонатной натриевой. В ней присутствуют литий (3 мг/л), фтор (2 мг/л), стронций, железо и другие микрокомпоненты.

Курорт Карловы Вары всемирно известен. Здесь имеется 13 термальных источников с температурой 41–72°C и общим дебитом 33 л/сек. Термальные углекислые кремнистые воды Карловых Вар связаны с молодым вулканизмом и новейшими тектоническими движениями. Генезис химического состава их очень сложен. Поствулканические процессы весьма существенно отражаются на химии глубинных вод. В поствулканическую стадию под влиянием газов и агрессивных вод происходит разрушение и минералогическая перестройка первичных пород с выносом из них ряда химических элементов. В результате разложения силикатных пород высвобождаются породообразующие компоненты – щелочные и щелочно-земельные металлы и ряд других. В источнике Вржидло высокая концентрация SO_4^{2-} в ассоциации с Na^+ . Вода источника относится к содовому типу и накоплению в ней ионов Ca^{2+} и Mg^{2+} препятствует присутствие ионов HCO_3^- и высокая температура (71°C).

Происхождение большого количества SO_4^{2-} (1,4 г/л) можно объяснить составом летучих компонентов магмы. Так, по расчетам Мацуо [48], концентрация серы и особенно SO_2 наиболее высока в магме, богатой кремниескислотой. При взаимодействии SO_2 с водой допустимо

образование серной кислоты, которая нейтрализуется горными породами. Итак, можно предположить, что, хотя термальные воды Вржидло в основном вадозного происхождения, источником образования в них сульфатов и гидрокарбонатов являются магматические газовые эманации SO_2 и CO_2 , катионы же берутся из пород. И хлориды в источнике скорее всего эндогенного генезиса.

Воды Исти-Су



Углекислые кремнистые хлоридно-гидрокарбонатные натриевые термальные с очень высоким содержанием кремнекислоты (что возможно объясняется неточностью анализа). По общему химическому составу эта вода напоминает Эссендуки № 17, хотя уступает им в минерализации и обогащенности углекислотой (см. табл. 15).

Термальные источники Исти-Су, на базе которых функционирует курорт, находятся в пределах Кульбаджарской зоны Малого Кавказа. Основной водоносный горизонт зоны заключен в трещиноватых известняках верхнего мела. Источники Исти-Су изливаются из тектонических трещин на контакте эоценовых порфиров с гранодиоритами Далидагского интрузива [16].

Кроме лечебного, некоторые термальные воды имеют значение термоэнергетическое (см. главы I, У, УІ).

Г л а в а XIV

ВОДЫ ПРОМЫШЛЕННОГО ЗНАЧЕНИЯ

Водами промышленного значения (промышленными или промышленно-ценными) называют МВ, содержащие полезные компоненты в количестве, равном или превышающем кондиционные содержания, установленные в зависимости от технико-экономических показателей рентабельной добычи этих компонентов из МВ.

Промышленные воды могут быть поверхностными и подземными. Первые представлены соляными озерами континентального или морского происхождения (см. главу XV). Вторые сосредоточены в недрах земли, чаще в нижней застойной зоне артезианских бассейнов. Подземные МВ могут содержать в своем растворе в концентрациях, представляющих промышленный интерес для извлечения, соду, глауберову соль, бор, бром, йод, литий, калий, радий и другие вещества. Содовые промышленные подземные воды на территории СССР не известны. Глауберовые высококонцентрированные подземные воды встречены только в пределах мирабилитовой залежи Чуль-Адыр (Северный Тянь-Шань). Сода и глауберова соль добываются из соляных озер [23].

Из подземных вод добывают преимущественно бром, йод, бор, радий или несколько компонентов совместно: например, бром и йод. В соответствии с этим промышленные воды называются бромными, йодными, борными, йодо-бромными, радиевыми. Для этих элементов разработаны кондиционные нормы промышленных содержаний (см. табл. 2). Минимальная концентрация брома для отнесения воды к промышленной бромной должна быть 250 мг/л; к йодным — 18 мг/л йода; к йодо-бромной — 10 мг/л йода и 200 мг/л брома; к йодо-борной — 10 мг/л йода и 75 мг/л бора; к борным — 200 мг/л B_2O_3 ; к калиевым — 350 мг/л калия; к радиевым — 10^{-5} мг/л радия. Рассолы промышленного значения должны содержать солей более 50 г/л.

К этим кондициям не следует относиться догматически. Они могут быть изменены в зависимости от народнохозяйственной потребности, технико-экономических показателей способов получения промышленных вод

(бурения, откачки), а также технологии извлечения из воды данного полезного компонента.

Рентабельность добычи определяется рядом факторов. При большой глубине скважин, малом дебите их и глубоком динамическом уровне эксплуатации промышленных вод может оказаться невыгодной. Для промышленных вод с йодом и бромом ориентировочно можно считать, что при глубине скважин 1000–2000 м и дебит должен быть не менее 300–500 м³/сутки при динамическом уровне не глубже 300–800 м от поверхности земли. При решении проблемы эксплуатации промышленных подземных вод имеют значение вопросы о подъездных путях к заводу, об условиях сброса отработанных вод и других технико-экономических показателей. Таким образом, задача о целесообразности эксплуатации подземных промышленных вод того или иного района должна решаться по совокупности показателей.

Так как о происхождении рассолов и микрокомпонентов в них сказано выше (см. главу III), остановимся лишь на закономерностях распространения подземных промышленных вод на территории СССР. Они широко распространены в нашей стране: в девонских, каменноугольных и пермских отложениях Волго-Уральской области; в кайнозойских и меловых отложениях Западной Украины, Дагестана, Южного Узбекистана; в кайнозойских отложениях Грозного, Баку, полуострова Челекена и западной Туркмении; в меловых, палеогеновых и неогеновых отложениях других районов Средней Азии; в кембрийских отложениях Восточной Сибири.

В структурно-тектоническом отношении месторождения промышленных вод приурочены к впадинам платформ или предгорным и межгорным прогибам геосинклинальных областей, в основном к внутренним глубоким частям артезианских бассейнов. Они залегают, начиная с небольших глубин до 5000 м и более. В пределах ряда крупных геологических структур существуют (древные) запасы промышленных вод и рассолов очень велики и практически неисчерпаемы.

Во многих платформенных депрессиях минерализация с глубиной повышается, возрастает и концентрация промышленных компонентов. В Азербайджане и Западной Туркмении закономерность иная. Содержащие йод и бром хлоридные рассолы здесь залегают сравнительно неглубоко в кайнозойских отложениях. С глубиной минерализация уменьшается и падает концентрация микрокомпонентов. Чаще всего промышленные йодные воды имеют минерализацию в несколько десятков граммов на литр и по химическому составу являются преимущественно гидрокарбонатно-хлоридными или хлоридно-гидрокарбонатными натриевыми и хлоридными натриевыми. Промышленные бромные воды обычно имеют более высокую минерализацию (до 100–200 г/л и более), по составу они хлоридные натриевые или кальциево-натриевые и даже хлоридные кальциевые. Бромные промышленные воды приурочены, как правило, к палеозойским отложениям, а йодные – к мезозойским, палеогеновым, неогеновым и даже четвертичным.

Высокие концентрации бора обнаружены в некоторых подземных водах и рассолах. Бор может иметь как эндогенное, так и экзогенное

происхождение. В аридной зоне встречаются грунтовые воды, содержащие бора до 20–100 мг/л.

В ряде районов мира зафиксированы в последние годы термальные воды с высоким содержанием тяжелых металлов (до десятков миллиграммов в литре). Колонны обсадных труб иногда забиваются пробками металлического свинца. Как известно, металлоносными являются термальные хлоридные натриево-кальциевые (тип IIIb) рассолы, характерные для большинства нефтяных провинций. Внимание исследователей было направлено на выяснение условия формирования этих потенциально рудообразующих гидротермических растворов. Результаты исследованиями показывают, что свинец и стронций в рассоле, например, скважины в Южной Калифорнии (США) извлечены из терригенных вмещающих пород, по которым циркулировали воды.

Установлено, что вольфрам может концентрироваться в термальных рассолах. Такое месторождение с концентрацией вольфрама около 60 мг/л отмечено в рассолах соляного пласта, расположенного на северо-востоке пустыни Мохаве в штате Калифорния.

Несмотря на широкое распространение вод промышленного значения, экономически оправдываемая их добыча может быть только на отдельных участках. В связи с этим Н.А. Плотников счел рациональным выделять месторождения и промышленные участки: месторождения — это территории сплошного распространения подземных вод промышленного значения; промышленными же участками названы отдельные площади месторождений, удовлетворяющие требованиям гидрогеологической и технико-экономических условий рентабельности. К таким условиям относятся приемлемый климатический облик, глубина залегания водоносного горизонта, положение статического уровня, дебит скважин и экономические особенности района. Практика показывает, что глубина залегания промышленных вод должна быть не более 2000–4000 м, глубина динамического уровня не более 200–300 м и дебит не менее 200–500 м³/сутки [43].

При постановке поисково-разведочных работ следует учитывать, что промышленные воды залегают на большой глубине (1000–4000 м) и редко проявляются на поверхности. Сконструирование и изучение таких месторождений с помощью специального бурения гидрогеологических скважин, как очень дорогое мероприятие, экономически нецелесообразно. Поэтому для обоснования заложения скважин на подземные воды промышленного значения предварительно производится сбор, систематизация и изучение геоструктурных и гидрогеологических материалов, включая данные по глубоким скважинам, пройденным в районе исследования. Воды промышленного значения часто являются йодо-бромными, часто связаны с нефтяными залежами. В ряде случаев они являются частью нефтяной залежи. Рациональное использование вод промышленного значения требует изучения геоструктурных и гидрогеологических материалов, включая данные по глубоким скважинам, пройденным в районе исследования. Воды промышленного значения часто являются йодо-бромными, часто связаны с нефтяными залежами. В ряде случаев они являются частью нефтяной залежи. Рациональное использование вод промышленного значения требует изучения геоструктурных и гидрогеологических материалов, включая данные по глубоким скважинам, пройденным в районе исследования.

Разведка глубинных подземных вод промышленного значения —

сложный комплекс гидрогеологических исследований, методика которых пока еще слабо разработана. Принято делить изучение промышленных вод на две стадии: поисковую и разведочную.

В поисковой стадии выделяют два этапа исследований. На первом этапе поисков во многих районах не требуются специальные геологические и гидрогеологические съемки. Основой для проактивирования поисковых окважин служат обычно региональные геологические и гидрогеологические материалы предшествующих исследований, а также данные глубокого опорного и нефтяного бурения.

На втором этапе поисковой стадии проводится бурение поисково-разведочных скважин и предварительное опробование водоносных горизонтов. Бурение глубоких скважин в основном осуществляется турбинным и роторным способами. Недостатки этого вида бурения компенсируются проведением в окважинах электрического и радиоактивного каротажа, изучением петрографического и минералогического состава керна, шлама, наблюдением над балансом и химическим составом глинистого раствора. При помощи этих операций удается наметить положение водоносных горизонтов.

В отдельных случаях исследуются поровые растворы, заключенные в керне. Извлекаются эти растворы из образцов керна откачиванием в специальных прессах под большим давлением (см. ниже главу VII). Полученные данные о химическом составе поровых растворов позволяют судить о генезисе и условиях формирования вод промышленного значения.

В геологическом разрезе каждого месторождения промышленных вод прослеживаются несколько горизонтов высокоминерализованных вод и рассолов. Все горизонты должны быть опробованы. Способ опробования обычный. Наиболее рациональна скважина, состоящая из одной (а при большей глубине — из двух) колонн обсадных труб и кондуктора. Цементацией затрубного пространства такая скважина изолируется, водоносные горизонты, положение которых намечено каротажными работами, вскрываются перфорацией обсадных колонн.

Следующая стадия — разведочная — также делится на два этапа. На первом этапе в основном ведутся опытные продолжительные откачки из куста скважин с целью определения проницаемости, пьезопроводности (способности передавать давление) и других показателей водокрепости пород. Одновременно решается вопрос о взаимодействии скважин. Целесообразно закладывать опытный куст, состоящий из трех скважин. Скважины рекомендуется располагать на одной прямой вкrest проектируемых основных геологических структур промышленного участка месторождения.

Расстояния между скважинами опытного куста определяют исходя в основном из проницаемости и пьезопроводности водоносных пород и проектируемого понижения динамического уровня с учетом использования этих скважин для последующей эксплуатации. Ориентировочные данные о проницаемости и пьезопроводности можно получить на первой стадии гидрогеологических исследований. В процессе откачек значения этих параметров уточняются, используются при проектировании новых опытных кустов и эксплуатации месторождения.

При относительно спокойном залегании пород и выдержанном распространении водоносных горизонтов с водами постоянной минерализации и состава можно ограничиться одной кустовой откачкой и полученные параметры распространять на весь промышленный участок. В условиях сложного тектонического строения (невидержанность водоносных горизонтов и изменение химического состава промышленных вод в пространстве) необходимы несколько опытных кустов. В пределах промышленного участка выделяют более или менее однородные площади (блоки), ограниченные тектоническими нарушениями, и в каждой проводят опытные откачки. Все скважины должны быть рассчитаны на проведение в дальнейшем эксплуатационных откачек. Такие методы разведки применялись на месторождениях промышленных вод Азербайджана и Средней Азии.

На втором этапе разведочных работ, проводимых с целью приращения эксплуатационных запасов промышленных вод на уже разрабатываемом участке, проводятся дополнительные гидрогеологические исследования на площади, в пределах которой планируется увеличение добычи. Поскольку геологический разрез участка уже в значительной степени изучен и стратиграфическое положение водоносных горизонтов установлено, бурение скважин сопровождается минимальным объемом дополнительных гидрогеологических исследований. Опытные откачки заменяются опытно-эксплуатационными. Объем исследований на втором этапе разведки зависит от сложности гидрогеологических условий промышленного участка.

Гидрогеологические исследования продолжают в течение всего периода эксплуатации, но уже заключаются в режимных наблюдениях, изучении технического состояния и режима работ эксплуатационных скважин. Исследование гидродинамического режима водоносных горизонтов в процессе эксплуатации дает ценный материал, на основе которого уточняют расчетные показатели по дебитам и уровням (пластовым давлениям).

Главной задачей гидрогеологических исследований является подсчет эксплуатационных запасов промышленных вод. Согласно Н.А.Плотникову, под эксплуатационными запасами понимается расход подземных вод кондиционного состава, который можно получить каптажными сооружениями на расчетный срок эксплуатации с учетом соответствующих технико-экономических показателей: глубины водоносного горизонта, дебита скважин, глубины динамического уровня и т.д. [43].

При оценке запасов пресных подземных вод, особенно грунтовых, одним из важнейших показателей является расход подземного потока. Для глубинных минерализованных вод и рассолов такая оценка неприемлема, так как скорости движения вод ничтожны.

Глубоко залегающие водоносные горизонты с МВ промышленного значения, как правило, содержат два вида запасов: статические (вековые) — естественные запасы $Q_{ст}$ и упругие $Q_{упр}$

$$Q_{ст} = \mu_v V, \text{ м}^3,$$

где V — объем водоносного пласта; μ_v — коэффициент водоотдачи.

Под упругими понимаются запасы, высвобождающиеся после вскрытия напорного водоносного пласта в процессе откачки (или самоизлива) за счет снижения пластового давления и уменьшения порового пространства самого пласта

$$Q_{\text{упр}} = \beta^* F M S ,$$

где $Q_{\text{упр}}$ – упругие запасы, м^3 ; β^* – коэффициент упругоэластичности пласта, $1/\text{м}$; F – площадь месторождения промышленно-ценных вод в зоне влияния одиночного или группового водозабора, созданной снижением уровня на величину S (м), м^2 ; M – мощность продуктивного пласта, м ; S – депрессия, при которой проектируется эксплуатация водозабора на промышленные воды, м .

Коэффициент упругоэластичности пласта

$$\beta^* = m \beta_{\text{ж}} + \beta_{\text{с}} ,$$

где m – коэффициент пористости, доли един.; $\beta_{\text{ж}}$ – коэффициент расширения жидкости, $1/\text{м}$; $\beta_{\text{с}}$ – коэффициент сжатия пористой породы, слагающей продуктивный пласт, $1/\text{м}$.

Для минерализованных подземных вод

$$\beta_{\text{ж}} = (2,7 + 5,0)10^{-6} \quad 1/\text{м} .$$

Для пористых горных пород

$$\beta_{\text{с}} = (0,3 - 2,0)10^{-6} \quad 1/\text{м} .$$

По сравнению с другими видами запасов величина упругих запасов незначительна.

Для оценки эксплуатационных ресурсов промышленных вод необходимо располагать данными о расходе водозаборов, величине понижения уровня и концентрации йода, брома и других компонентов в рассолах. Все эти данные можно получить на основе опытных и пробноэксплуатационных откачек. Приблизенно величину эксплуатационных ресурсов можно определить методом аналогии по данным соседних эксплуатируемых месторождений.

Воды промышленного значения обычно являются древними по возрасту, запасы их не возобновляются, поэтому принято подсчитывать весь расход на расчетный срок эксплуатации $Q_{\text{зкс}}$ (например, на 25 лет). Приблизенно принимается, что подток промышленных вод в течение расчетного срока эксплуатации идет с кольцевой площади, окружающей эксплуатационный участок, где расположены скважины. Статические запасы, т.е. объем гравитационных подземных промышленных вод, кондиционного состава $Q_{\text{ст}}$ на кольцевой площади должны быть несколько больше всего расчетного расхода $Q_{\text{зкс}}$. Это превышение рекомендуется принимать с учетом возможных ошибок примерно на 50–100%, т.е. $Q_{\text{ст}} = (1,5 \pm 2,0) Q_{\text{зкс}}$.

При гидрогеологических расчетах используют коэффициенты пьезо-проводности, проницаемости и другие параметры, применяемые в нефтя-ной гидрогеологии. Коэффициент пьезопроводности a характеризует скорость распространения давления в водоносном или нефтеносном плас-те в напорных условиях

$$a = \frac{k}{\mu(m\beta_{\text{ж}} + \beta_{\text{с}})} \quad \text{см}^2/\text{сек},$$

где k — коэффициент проницаемости, дарси; μ — вязкость, санти-пуазы; m — коэффициент пористости, доли един.

Удельные дебиты скважин, из которых откачивают йодо-бромные во-ды, по сравнению с дебитом пресных вод, обычно невелики. Скважины с удельным дебитом рассолов 0,12–0,5 л/сек можно отнести к категории высокопроизводительных.

В заключение следует отметить, что месторождения каменной соли в настоящее время разрабатываются способом выщелачивания, т.е. полу-чением искусственных рассолов. Концентрация извлекаемых рассолов (по-кусотвенных промышленных вод) должна превышать 300–320 г/л.

Глава XV

МИНЕРАЛЬНЫЕ (СОЛЯНЫЕ) ОЗЕРА

Минеральными или соляными называют озера с содержанием суммы солей от 3,5% (35 г/кг) и выше. Граница между солоноватыми и соляными озерами определена самой концентрацией солей в морской воде. Следовательно, минеральными озерами называются такие, содержание солей в водах которых или равно, или более содержания солей в морской воде^x. Верхний предел содержания солей зависит от степени растворимости солей, температуры воды и пр. Встречаются озера, рассолы которых содержат до 450 г/л растворенных солей.

Рассолы озер, так называемая рапа — суть водные растворы, в той или иной степени насыщенные солями, причем молекулы солей в них в силу электролитической диссоциации присутствуют в виде ионов. Главнейшие ионы в рассолах: катионы Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} ; анионы Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- , CO_3^{2-} . Кроме того в озерах присутствует ряд других ионов, из которых иногда промышленное значение приобретают бром, бор, калий.

Название соляные, а не соленные озера объясняется тем, что в воде содержатся разнообразные соли и вкус ее может быть не только солевым, но и горькосолевым, горьким или другим. Классификация минеральных озер основана на химическом составе рапы. В природе нет химически чистых рассолов; они обычно представляют раствор нескольких солей, поэтому классы соляных озер выделяются по преобладающим анионам и катионам и характерным комбинациям солей. В настоящее время при изучении соляных озер пользуются классификацией М.Г.Валашко, согласно которой минеральные озера делятся на три типа [10]. В табл.14 сопоставлены классификации Валашко с классификациями В.А.Сулина [54] и С.А.Алекина [1] с добавлением Е.В.Поссова [45]. Эти классификации известны по учебным курсам гидрогеологии и гидрогеохимии. К чет-

^x Опыт лечебного использования вод минеральных озер показывает, что к лечебным минеральным озерам следует относить и те, минерализация воды которых значительно ниже установленной для промышленных вод.

вертому типу (по Алекину), очевидно, должны относиться редко встречающиеся в природе кислые минеральные озера.

Различие между приведенными классификациями только терминологическое. Зная классификацию Алекина, можно без труда определить принадлежность того или иного озера к определенному типу классификации Валишко. Во избежание недоразумений остановимся на некоторых терминологических особенностях классификации Валишко.

Карбонатный тип по существу охватывает озера гидрокарбонатного натриевого (содового) состава, так как минеральные озера не могут быть гидрокарбонатными кальциевыми или магниевыми из-за слабой растворимости этих солей. Более того, воды карбонатных минеральных озер отличаются очень низким содержанием гидрокарбонатов щелочных земель. Поэтому этот тип озер было бы удобнее именовать содовым.

Хлор-магниевый подтип сульфатного типа содержит мало сульфатов. Например, хлоридная натриевая морская вода с незначительной концентрацией сульфатов кальция как раз попадает в этот подтип. Поэтому вряд ли удобно такого состава воду относить к сульфатному типу.

Классификация Валишко дает возможность предсказывать состав выпадающих из рассолов солей. Так, сода может садиться только в озерах карбонатного типа. При концентрации рассолов сульфатного типа и соответствующей температуре возможна садка мирабилита или тенардита. Более обильная садка этих солей характерна для озер сульфатного натриевого подтипа. Сульфаты натрия могут быть и среди содовых солей карбонатных озер. Однако садка мирабилита и тенардита исключается в хлоридных озерах, где содовые соли представлены галитом и гипсом. Хлориды натрия могут присутствовать во всех трех типах минеральных озер и, следовательно, при испарительном концентрировании переходить в твердую фазу.

Приводим краткую характеристику типов минеральных озер.

1. Карбонатный или содовый Доронинский тип озер ($\text{HCO}_3^- > \text{Mg}^{2+} + \text{Ca}^{2+}$). Солевой состав Na_2CO_3 , NaHCO_3 , Na_2SO_4 , NaCl , MgCO_3 , CaCO_3 . Отличительный признак — наличие соды, полностью отсутствующий в остальных типах озер. Кроме соды, в рассолах карбонатных озер в больших концентрациях может содержаться хлористый натрий и сернокислый натрий. В летнее время, вследствие испарения рапы, в содовых озерах могут садиться трона ($\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{NaHCO}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), галит (NaCl), мирабилит ($\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$), тенардит (Na_2SO_4) и некоторые редкие минералы. Зимой же, ввиду сильного охлаждения рапы — десятиводная сода ($\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$) и мирабилит.

Природные содовые образования — важный и экономически выгодный источник производства кальцинированной соды. Однако содовые минеральные озера встречаются в природе очень редко. На обширной территории Казахстана обнаружены незначительные содовые озера в долинах рек Или, Иртыша, в Кустанайской области. Своеобразной провинцией содового засоления является Кулундинская и Барабинская степи в Западной Сибири. В Кулундинской степи содовые озера встречаются в древних долинах, в зоне произрастания соснового бора. Эти озера эксплуатируются, но за-

пасы их незначительны. Содовые озера имеются в Бурятской АССР и Читинской области. Крупные содовые озера известны в районе действующего вулканизма Восточной Африки (Танзания и Кения). В СССР ставятся поисковые работы на месторождения ископаемой соды.

2. Сульфатный тип озер. По химическому составу рапы выделяются высоким содержанием сульфатов натрия и магния. Этот тип озер удобнее рассматривать по подтипам.

Солевой состав сульфатно-натриевого подтипа (Иссыккульский) $\text{HCO}_3^- < \text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+} < \text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-}$ включает все сульфатные и некоторые другие соли: Na_2SO_4 , MgSO_4 , CaSO_4 , NaCl , $\text{Mg}(\text{HCO}_3)_2$, $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$. Летом из рапы такого состава может происходить садка мирабилита, тенардита, астрахани-та ($\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot \text{MgSO}_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$), галита, в небольших количествах эпсомита ($\text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$) и других минералов. Зимой в твердую фазу из рапы выделяются мирабилит, эпсомит. К сульфатно-натриевому подтипу относятся в основном озера с речным соленаккумуляцией (Амбулат в Прииртышье, Тениз-Нуринский и Карасор в Центральном Казахстане, Аралсор и Аралтибесор в Прикаспийской низменности). Озера этого подтипа практически интересны для добычи сульфата натрия (мирабилита, тенардита).

Хлор-магниевый или сульфатно-магниевый подтип (Сакский) ($\text{Cl}^- > \text{Na}^+$, но $\text{Cl}^- < \text{Na}^+ + \text{Mg}^{2+}$) характеризуется следующим солевым составом: NaCl , MgCl_2 , MgSO_4 , CaSO_4 , $\text{Mg}(\text{HCO}_3)_2$, $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$. Из рапы его отлагаются примерно те же соли, что и в озерах предыдущего подтипа, правда в иных пропорциях. Хотя в данной рапе сульфата натрия нет, в ней может кристаллизоваться мирабилит и тенардит. Дело в том, что наши представления о солевом составе рассолов гипотетичны, поскольку в рассолах присутствуют фактически не соли, а ионы. С другой стороны, в процессе кристаллизации солей состав рассола постепенно метаморфизуется и в нем появляются новые сочетания (предполагаемые соли) анионов с катионами.

Озера хлор-магневого подтипа очень широко развиты в пустынной и полупустынной зоне СССР. Они могут иметь как континентальное, так и морское происхождение (Кара-Богаз-Гол).

3. Хлоридный тип озер (Тинакский) ($\text{Cl}^- > \text{Na}^+ + \text{Mg}^{2+}$). Солевой состав: NaCl , MgCl_2 , CaCl_2 , CaSO_4 , $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$. Летом из такой рапы возможна садка галита, гипса и некоторых редких минералов (бисфита), зимой может кристаллизоваться гидрогалит ($\text{NaCl} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$). Озера этого типа — содержащие хлориды кальция — встречаются редко. Хлориды кальция — специфический компонент глубинной обстановки; в поверхностных условиях он становится неустойчивым из-за присутствия в поверхностных водах солей антагонистов — Na_2SO_4 , MgSO_4 , NaHCO_3 и др. В Казахстане озера хлоридного (точнее хлор-кальциевого) типа образуются только в тех случаях, когда в питании их участвуют подземные воды, содержащие хлориды кальция. Такие озера имеются в Прикаспийской низменности. К этому же типу относится Мертвое море в Палестине, в водно-солевом балансе которого существенную роль играют глубинные хлоридные кальциево-натриевые рассолы.

В настоящее время разрабатывается типизация минеральных озер,

учитывая условия их питания, минерализацию, состав и соотношение компонентов. В качестве примера в табл. 16 приведена схема основных типов некоторых минеральных озер. Некоторые содовые озера Доронинского типа (например, Доронинское) имеют практическое значение. На озере Иссык-Куль (Иссыккульский тип) базируются здравницы Киргизии. Сакское озеро - Сакский тип сульфатно-натриевых хлор-магниевых озер - является гидроминеральной базой Евпаторийского курорта. Тинакский тип установлен по группе Тинакских озер в Прикаспийской низменности. Рапа этих озер, встречающихся редко, хлор-кальциевая типа Шб (по Аленкину-Посохову). На их базе функционирует курорт Тинаки. Курильский тип может быть охарактеризован кратерным озером Головинского вулкана на острове Кунашире (Курильские острова). Воды этого типа озер кислые, солянокислые, сернокислые и смешанного состава; образование их связано с вулканическими эксталяциями.

Таблица 16

Классификация основных типов природных вод и озер

Типы природных озерных вод			Типы минеральных озер
М.Г.Валашко [10]	В.А.Сулин [54]	О.А.Алексин и Посохов [45]	Н.И.Толстихин [23]
Карбонатный	Гидрокарбонатно-натриевый	I	I Доронинский
Сульфатный подтип Na_2SO_4 MgCl_2	Сульфатно-натриевый	II	II Иссыккульский
	Хлор-магниевый	IIIa	III Сакский
Хлоридный	Хлоридно-кальциевый	IIIc	IV Тинакский
Кислые воды	Аналогов нет	IV	V Курильский

Приводим формулы Курлова, поясняющие состав указанных выше озер:

$$\text{оз. Доронинское} \quad M_{14,6} \frac{\text{HCO}_3 + \text{CO}_3 74 \text{ Cl} 25 [\text{SO}_4 1]}{(\text{Na} + \text{K}) 100} ;$$

$$\text{оз. Иссык-Куль} \quad M_{5,8} \frac{\text{Cl} 48 \text{ SO}_4 47 [(\text{HCO}_3 + \text{CO}_3) 5]}{\text{Na} - \text{K} 68 \text{ Mg} 25 \text{ Ca} 7} ;$$

$$\text{оз. Саки} \quad M_{120} \frac{\text{Cl} 91 [\text{SO}_4 8 (\text{HCO}_3 + \text{CO}_3) 1]}{(\text{Na} + \text{K}) 75 \text{ Mg} 23 [\text{Ca} 2]} \rightarrow \text{Br} ;$$

$$\text{оз. Тинаки} \quad M_{317-386} \frac{\text{Cl} 70-89 \text{ SO}_4 11-30}{\text{Ca} 32-70 \text{ Mg} 22-67 [(\text{Na} + \text{K}) 0-1]} \rightarrow \text{Br} ;$$

Рассмотрим в общих чертах процессы осаждения солей в минеральных озерах. Принято называть рапу (рассол) и твердые соли, содержащиеся в озерах, элементами соляной массы. Вполне понятно, что садка солей может происходить только в озерах с рапой. Исчезновение рапы ведет к полному прекращению всяких процессов в озере и превращению его в мертвое месторождение соли. Наряду с этим существуют чисто рапные озера, в которых отсутствует твердая фаза. Такие озера не являются самосадочными. Естественная садка солей в них происходит только при достаточно высоких концентрациях рассолов. Указать нижний предел, при котором начнется выпадение из рассола твердых солей (твердой фазы), нельзя. Он зависит от температуры, химического состава рассола, характера осаждающихся солей и других факторов. Тем не менее для начала садки сульфата натрия и особенно поваренной соли этот предел будет намного больше концентрации морской воды (35 г/кг).

В каждом самосадочном озере рапа (жидкая фаза) находится в состоянии физико-химического равновесия с солями (твердой фазы), залегающими на дне озера. Например, при сгущении рапы под влиянием испарения жидкая фаза становится пересыщенной, и избыток солей переходит в твердую фазу. При разведении рапы дождевыми или другими водами происходит обратный процесс, при котором жидкая фаза будет ненасыщенной, что вызовет растворение твердых солей. Как было отмечено, природные рассолы представляют чаще всего раствор нескольких солей, поэтому при испарении будет садиться одна какая-нибудь соль, затем другая, третья и т.д. В связи с этим имеет огромное практическое значение знание данного озера, если оно подвергнется испарению при той или иной температуре. Соли выпадают в порядке их растворимости, т.е. сначала выделяются малорастворимые, а затем хорошо растворимые. Но решающее значение часто имеет температура. Растворимость Na_2CO_3 при $0^\circ C$ снижается до 70 г/кг, а Na_2SO_4 — до 50 г/кг, в то время как растворимость $NaCl$ остается практически без изменения (350 г/кг). Поэтому сода и мирабилит кристаллизуются обычно осенью и зимой, а галит — летом.

Полное и глубокое исследование физико-химии соляных рассолов проведено акад. Н.С. Курнаковым и его учениками [10]. При изучении равновесий между рассолом и твердыми солями был применен метод построения физико-химических диаграмм. Не вдаваясь в детали этого метода, отметим, что так называемая равновесная диаграмма Курнакова позволяет решать ряд важных теоретических и практических вопросов, связанных с использованием соляных озер. По этой диаграмме можно заранее, не прибегая к лабораторным исследованиям, определить, какая соль будет выделяться при испарении рассола данного озера при той или иной температуре. Для этого на диаграмму наносится так называемая фигуративная точка состава рассола. Принцип нанесения

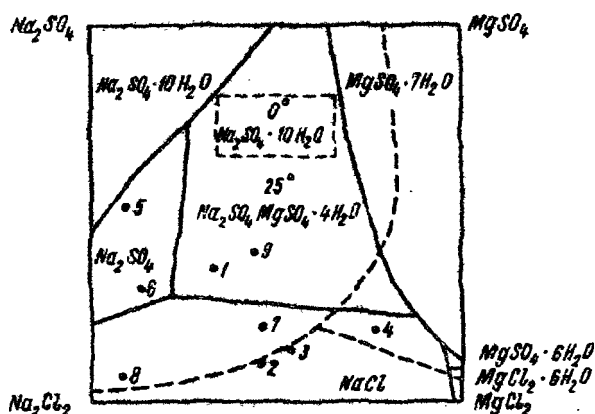


Рис. 14. Состав вод Арала и Балхаша и связанных с ними рассолов самосадочных озер

1 - Аральское море; 2 и 3 - южный и северный плесы Жаксы-Клыча; 4 - солонный бассейн на берегу Жаксы-Клыча; 5 - Балхаш; 6 - Кошкентениз; 7 - Терсакаан; 8 - Каспийское море; 9 - средний химический состав речной воды всей территории СССР (по О.А.Алекину)

точек довольно прост (рис. 14): учитывается содержание четырех солей (Na_2SO_4 , MgSO_4 , NaCl , MgCl_2), определяющих минерализацию рассолов. Содержание гидрокарбонатов не принимается во внимание, поскольку они присутствуют в ничтожных количествах. Следует иметь в виду, что диаграмма рис. 14. при-

годна только для рассолов сульфатного типа. Точка состава оз. Балхаша и генетически связанного с ним оз. Каткентениза падает в поле кристаллизации тенардита, Аральского моря и речной воды - в поле астраханита, морской воды и остальных озер - в поле галита. Стало быть, в летнее время при испарении воды до определенной концентрации перечисленные минералы будут кристаллизоваться.

На диаграмму пунктиром нанесена другая равновесная диаграмма при 0°C , из которой явствует, что большинство фигуративных точек попадает в поле кристаллизации мирабилита. Следовательно, зимой из этих рассолов будет садиться мирабилит, независимо от того, что состав, например, Терсакаана находится в поле поваренной соли при 25°C .

Из рассольных озер (не самосадочных) соли получают методом бассейнизации, позволяющим добывать не одну, а комплекс солей, содержащихся в рассоле. Этим методом летом можно получать поваренную соль, а из оставшейся рапы зимой будет выделяться чистый мирабилит. Остаточная рапа, после садки перечисленных солей, так называемый маточник, обогатится, главным образом, хлористым магнием и бромом, представляющими не меньший промышленный интерес, чем указанные соли.

Соляная залежь самосадочного озера имеет обычно форму плоско-вогнутой линзы (рис. 15), поверхность которой периодически покрывается рапой. Рапа пропитывает, как правило, все соляные и иловые отложения озера. Летом, вследствие испарения поверхностной рапы, на поверхности дна озера образуется тонкий слой, называемый новосадкой. Так как подавляющее число озер относится к сульфатному типу, новосадка чаще представлена галитом, иногда мирабилитом или тенардитом. Будучи временным слоем, новосадка с наступлением дождей растворяется. В засушливые же годы она может сохраниться до следующего лета

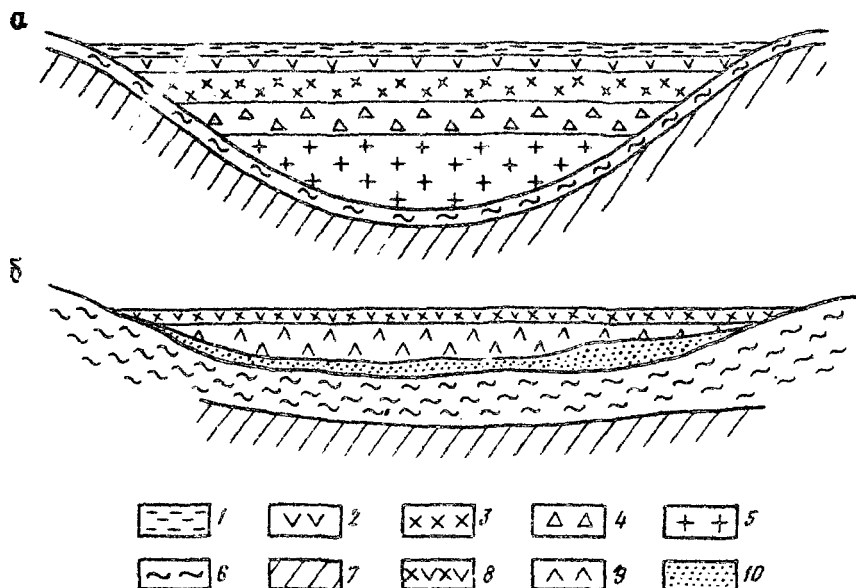


Рис. 15. Схема строения *а* и разрез *б* соляной озерной залежи оз.Туз-Куль (по М.Г.Валишко):

1 - поверхностная рила; 2 - новосадка; 3 - старосадка; 4 - гранатка; 5 - корневая соль; 6 - ил; 7 - коренные породы; 8 - новосадка и старосадка галита; 9 - старосадка и коренная залежь астраханита; 10 - мирабилит

и будет называться уже старосадкой, так как на ее поверхности формируется новый слой новосадки. В некоторых озерах существует несколько слоев старосадки. С наступлением периода влажных лет старосадка частично или полностью растворяется. По качеству старосадка превосходит новосадку.

Во многих озерах под старосадкой часто залегает довольно мощный слой рыхлой, рассыпчатой, загрязненной илом поваренной соли в виде несцементированных крупных кристаллов, называемой гранаткой. Эта соль образуется в озерах, где соляная залежь сильно пропитана рапой. Гранатка, несмотря на загрязнение илом, который легко от нее отмывается рапой, обладает высокими пищевыми качествами и часто является главным объектом разработки.

Кроме новосадки, старосадки и гранатки на дне многих озер присутствует корневая соль (соляное сердце, стеклец, соляной пол и т.д.), нередко большой мощности. Она образовалась на более ранних этапах развития озер и может состоять из галита, астраханита, мирабилита, тенардита или смеси двух или трех солей. Если при испарении воды Аральского моря первым выпадет астраханит, то станет вполне объясним астраханитовый состав корневой соли тех самосадочных озер, в которых соленакпление шло за счет аральской воды (например, оз. Джаксылыкч и др.).

В самосадочных озерах с корневой солью формирование новосадки происходит ежегодно, без корневой соли - не каждый год. Роль корневой соли как своего рода регулятора садки солей сводится к тому, что

в исключительно влажные годы высокая концентрация рапы поддерживается за счет растворения корневой соли и, как только устанавливается сухая погода, моментально начинается образование новосадки. В озерах, где нет корневой соли рапа сильно обводняется и может быть доведена до стадии насыщения только в сухие последующие годы. Следовательно, на озерах без корневой соли, т.е. с нерегулярной садкой, организация плановой добычи соли вызовет большие затруднения.

Важнейшей составной частью самосадочных озер является донная рапа, под которой понимаются рассолы, заполняющие пустоты и поры соляных и иловых отложений озер. Рапа, заключенная в пустотах, трещинах и кавернах новосадки, старосадки, гранатки и корневой соли известна под названием межкристальной. Количество донной рапы обычно в несколько раз превосходит количество поверхностной рапы. От последней донная рапа отличается большей концентрацией солей и нередко служит самостоятельным объектом эксплуатации.

Рассмотрим практическое значение минералов, составляющих основную массу соляных озер. В громадных количествах поваренная соль употребляется прежде всего как пищевой продукт. Кроме того, она применяется во многих отраслях химической промышленности, являясь исходным сырьем для получения соляной кислоты, хлора, кальцинированной и каустической соды, а также многих других материалов. Потребителями сульфата натрия является стекольная промышленность, применяющая сульфат натрия в качестве заменителя соды. Крупным потребителем сульфата натрия служит химическая промышленность, использующая его в качестве сырья для производства сернистого натрия. Из других потребителей сульфата натрия выделяются производства: целлюлозно-бумажное, искусственного волокна и дубильно-экстракционное.

При комплексном использовании рассолов озер можно также добывать хлористый магний, который имеет громадное значение в технике. Он используется для получения высокосортной соляной кислоты, хлора, окиси магния и других разнообразных целей химической промышленности.

В настоящее время в СССР интенсивно развивается содовая промышленность. К сожалению, суммарные запасы соды в озерах СССР весьма ограничены. Поэтому сода у нас добывается преимущественно заводским способом на базе использования поваренной соли, известняка и каменного угля, как источника энергии. При таком способе производства образуются значительные количества вредных жидких отходов, содержащих хлориды кальция, которые загрязняют поверхностные водоемы. Это лимитирует добычу соды заводским способом.

Природные содовые образования — важный и экономически выгодный источник производства кальцинированной соды. В связи с этим встает проблема выявления на территории СССР крупных месторождений ископаемой озерной соды, подобных месторождениям троны штата Вайоминг. Для правильной же постановки поисковых исследований необходимо знать закономерности формирования современных содовых озерных месторождений.

Минеральные озера могут использоваться и в бальнеологических целях. Их рапа применяется для приготовления лечебных ванн. Такой спо-

соб лечения практикуется чаще в комплексе с грязевыми аппликациями, поскольку иловые отложения соляных озер представляют собой минеральные грязи (см. главу XVI).

По происхождению минеральные озера делятся на три группы:

1) морские, 2) материковые или континентальные, 3) континентально-морские. К первой группе относятся озера, непосредственно отступившие от моря — бывшие его заливы, бухты, лиманы и т.д. Соленакопление в них идет за счет концентрирования морской воды, происходящей в озера через узкие горловины, либо путем фильтрации морской воды через песчаные перемычки, которые отделяют озера от моря. Уровни этих озер, вследствие испарения, обычно ниже уровня моря. Озер такого типа много в прибрежной полосе Каспийского и Аральского морей.

Котловины озер второй группы образовались на суше. Континентальные озера могут располагаться вдали от моря и в непосредственной близости от него. Стекающие в континентальные бессточные озера воды ручьев, рек и дождевые воды вносят в них массу солей. Кроме того, водно-солевое питание может идти за счет подземных вод, выходящих в виде источников в дне озерной котловины. И поверхностные, и подземные воды забирают соли из почв и горных пород посредством их растворения и выщелачивания. Чем больше солей содержится в породах, слагающих бассейн данного озера, тем быстрее идет процесс соленакопления.

В образовании озер третьей группы принимают участие как морские, так и континентальные агенты, и в природе такие озера встречаются реже.

Для формирования минеральных озер необходимы следующие условия: сухой климат пустыни и полупустыни, где относительная влажность воздуха очень мала, осадки незначительны (не более 100–200 мм в год), а испарение велико; наличие областей водно-солевого питания в виде моря или значительных площадей водосбора, сложенных разнообразными породами, или, наконец, наличие древней соляной залежи, из которой воды могут выщелачивать соли и сносить их в котловины; наличие достаточно крупных изолированных бессточных водоемов, куда поступают воды, но откуда убыль влаги совершается через испарение; котловины эрозийные (плотинные), дефляционные, тектонические, карстовые, реликтовые (заливы и лиманы, отступившие от моря).

Соляное самосадочное озеро — месторождение особого рода, в котором накопление солей совершается на наших глазах, и поэтому при оценке этих месторождений следует принимать во внимание не только запасы солей в озере, но и скорость восстановления этих запасов.

Пояс минеральных озер Советского Союза занимает зону южных степей, полупустынь и пустынь и тянется на огромном протяжении от Бессарабии до Забайкалья включительно, охватывая степи Азово-Черноморского побережья, Прикаспия, полупустыни Средней Азии, Казахстана, пустынно-степные просторы Западной Сибири и Забайкалья. Известны минеральные озера и в Якутии.

Как явствует из изложенного, в водно-солевом питании минеральных озер участвуют различные источники, что позволяет выделить несколько типов источников соленакпления: 1) речной; 2) крупных водных бассейнов; 3) глубинных подземных вод; 4) грунтовых вод; 5) поверхностно стекающих талых и дождевых вод.

Типом соленакпления определяется режим минерального озера и химический состав его соляной массы. При речном соленакплении естественно должны формироваться сульфатные озера, поскольку точки состава рек, за немногим исключением, попадают в поле кристаллизации сульфата натрия. Так как речная вода при движении не подвергается такой метаморфизации как подземная, то на последнем этапе пути реки могут формироваться минеральные конечные озера сульфатно-натриевого подтипа (типа II, по Алекину). Весной в такие озера поступают огромные массы аэрированных, богатых кислородом речных вод, которые создают аэробную среду, затрудняющую деятельность сульфатредуцирующих бактерий. Гидрохимический режим минеральных озер с речным питанием весьма неустойчив как в годовом, так и во многолетнем разрезе. В условиях Средней Азии и Казахстана речному типу соленакпления должна быть отведена основная роль. Ряд крупных и малых рек заканчиваются в системах бессточных озер. Такие крупные минеральные сульфатные озера, как Тенгиз-Нурынский, Акбулат, Карасор и другие питаются речным стоком. К этой категории относятся солоноватые водоемы Балхаш, Иссык-Куль и Аральское море.

Второй тип соленакпления аналогичен морскому. По периферии Каспия, Арала, Балхаша расположены генетически связанные с ними самосадочные озера, питавшиеся в прошлом или питающиеся в настоящее время водами этих бассейнов. Наибольшей сульфатностью обладает балхашская вода, и поэтому в прибрежной зоне этого водоема обнаруживаются тенардитовые и мирабилитовые озерные залежи. Вода Каспия представляет результат метаморфизации морской воды под влиянием речного стока; содержание сульфатов в ней ниже, чем в Арале и Балхаше.

Совершенно иного состава озера формируются при третьем типе соленакпления. Из глубинных горизонтов в озера поступают воды, совершившие в недрах длительный путь циркуляции и подвергшиеся сильным изменениям. Эти изменения обыкновенно сводятся к полной или частичной потере сульфатов. Таким образом, при третьем типе соленакпления образуются озера богатые хлоридами, обычно хлор-магниевого подтипа (тип IIIa) и в редких случаях хлоридного типа (хлор-кальциевого). Последний формируется, как правило, в результате питания озер глубинными рассолами хлор-кальциевого типа (тип IIIб).

Разнообразие состава озер, питаемых грунтовыми водами, обусловлено различным составом этих вод. Встречаются минеральные озера как сульфатного, так и (значительно реже) карбонатного типов.

В озера с поверхностным питанием вносятся соли, освобождающиеся при почвообразовательных процессах и выветривании горных пород. Существует тесная зависимость состава вод озер от состава воднорастворимых солей, образующихся в области питания озера.

За период существования минерального озера в составе его соляной массы могут происходить изменения – метаморфизация. Теория метаморфизации соляных озер разрабатывалась А.Вериго, Н.С.Курнаковым, Б.П.Кротовым, несколько позднее – С.А.Щукаревым [63]. Дальнейшее развитие она получила в работах М.Г.Валяшко [10].

Согласно Валяшко, между химическими типами озер существует генетическая связь: Карбонатный тип \rightleftharpoons Сульфатный тип \rightleftharpoons Хлоридный тип. Стрелки слева направо указывают направление нормального прямого хода метаморфизации, а справа налево – обратного. Направление процессов метаморфизации зависит от физико-географических условий, в которых озеро находится.

Прямой, нормальный процесс, по Валяшко, идет при увеличении сухости климата, что вызывает концентрирование рассолов и тенденцию перехода в хлоридный тип. Изменение состава озерных вод в обратном направлении, т.е. накопление в растворе ионов SO_4^{2-} и далее ионов CO_3^{2-} и HCO_3^- с соответствующим изменением катионного состава, называется обратным процессом метаморфизации. Связано такое направление метаморфизации с увлажнением климата, понижением минерализации природного раствора и увеличением водообильности.

Схема Валяшко фигурирует в новейших монографиях и учебных пособиях. По сути дела, она должна отражать идею эволюции минерального озера. Согласно этой схеме, содовое озеро в процессе засоления превращается в сульфатное и далее в хлоридное (хлор-кальциевое). При рассолении, следовательно, имеют место противоположные превращения. Однако при такой трактовке развитие идет по кругу и, по существу, никакой эволюции нет.

Как показывает опыт многолетнего изучения минеральных озер, в природных условиях такого рода глубокие преобразования химических типов озер не имеют места. За период существования озера в составе его соляной массы, конечно, происходят существенные преобразования, но химический тип озера чаще всего сохраняется. Метаморфизация имеет ограниченные пределы. В результате выпадения из рапы мирабилита или тенардита сульфатно-натриевый подтип может метаморфизоваться в хлоридно-магниевый, а при растворении названных минералов произойдет обратное превращение. Однако типичные хлоридные (хлор-кальциевые) озера не могут быть конечной стадией метаморфизации сульфатного типа озера. Как сказано, необходимым условием для их возникновения является участие в их водно-солевом балансе глубинных хлор-кальциевых рассолов. Точно также при рассолении сульфатного озера не появится карбонатное [48].

На обширной территории Казахстана по существу нет минеральных содовых озер, хотя здесь распространены минеральные озера, находящиеся в различных стадиях засоления и рассоления. Каков же генезис содовых озер? Образование содовых озер Кулундинской степи является следствием питания их маломинерализованными (преимущественно пресными) поверхностными и грунтовыми водами, так же как и других озер, содержащих соду (озера Якутии и Читинской области). Под влиянием

испарительного концентрирования минерализации содовых вод в озерах постепенно возрастает, достигая иногда стадии насыщения. Формирование же пресных поверхностных и грунтовых вод содового типа в условиях Кулундинской степи – следствие выветривания натрийсодержащих развитых в районе силикатных пород.

Минеральные озера в большинстве своем современные образования. Процесс накопления солей в них с разными темпами совершается в настоящее время. Поэтому при планировании соледобычи на озерах следует учитывать скорость восстановления запасов солей. Например, по ориентировочным подсчетам в сравнительно небольшое озеро Коряковское, вблизи г.Павлодара, ежегодно в среднем поступает около 8000 т хлористого натрия. Добыча поваренной соли на этом озере началась в XII в. [45].

Изучение состава воды озер Западной Монголии показало, что озера, расположенные на наиболее высоких отметках – гидрокарбонатные магниево-кальциевые пресные (байкальского косогольского типа); на более низких отметках – содовые дорнинского типа более высокой минерализации; еще ниже – сульфатные натриевые иссыкульского типа; наконец, в озерах, расположенных на самых низких отметках, вода наиболее высоко минерализованная хлоридная натриевая, хлор-магниево-натриевая (тип Ша – Сакский). Некоторые озера связаны между собой: озера, из которых вытекает вода в ниже расположенные озера, менее минерализованы и имеют иной состав. Следовательно, происходит общее движение вод от пресных озер к хлор-магневым через содовые и мирабилитовые. Отсюда напрашивается вывод о зональности состава озерной рапы, которая отчетливо проявляется при благоприятных физико-географических и гидрогеологических условиях.

Методика исследований озерных соляных залежей описана А.И.Дзэнс-Литовским [21]. При разведке он предлагает определять качественную и количественную характеристику соляных месторождений, их размеры, глубину рассолов, мощность соляной залежи и иловых отложений, состав и качество солей, подсчитывать запасы.

До выезда на полевые работы необходимо: 1) составить проект на разведку, план и программу работ и смету; 2) собрать и систематизировать фондовые и литературные материалы по району исследования; 3) подготовить буровое оборудование и снаряжение.

О подготовительном периоде полевых исследований подробно говорится в курсе "Методика гидрогеологических исследований". Здесь же мы коснемся только специфических особенностей разведки минеральных озер. Объем, содержание и методика ее зависят от типа и размеров озерной залежи.

Если озеро рапное, т.е. в нем нет твердой фазы, а все соли находятся в растворенном виде, то отпадает необходимость в постановке буровых работ на самом озере. Запасы рапы определяются промерами глубин и подсчитываются в год производства измерений на определенную дату. Для установления качества рапы отбираются пробы из различных пунктов озера по определенной сетке из различных глубин. Ставятся

стационарные наблюдения над колебаниями уровня рапы и изменениями ее концентраций. Более сложно выяснить условия питания озера: по данным гидрогеологических и гидрологических исследований в бассейне питания соляного водоема определяют водно-солевой баланс рапного озера.

Если в минеральном озере запасы солей сосредоточены только в твердой фазе ("сухие озера"), то разведка будет заключаться в бурении скважин, заложении шурфов, а иногда и в проходке разведочных канав с опробованием горных выработок. К такому типу относятся некоторые "сухие" озера Прибалхашья, Приуралья и других пустынных и полупустынных районов.

Обычно в озерных месторождениях запасы солей содержатся в жидкой и твердой фазах. В этом случае подсчитываются запасы новосадки, старосадки, гранатки (которая присутствует не во всех самосадочных озерах), корневой соли, а также запасы межкристальной рапы. Типичными для этой группы являются такие крупные озера как Баскунчак, Эльтон, Саки и другие. К этому же типу относится оз. Кара-Богаз-Гол с его бухтами и заливами. Соляные отложения озер этого типа отличаются хорошей выдержанностью на значительном расстоянии, поэтому разведку можно вести по разреженной сетке. Наибольшие затруднения здесь возникают при подсчете запасов межкристальной рапы.

В состав разведочных работ входит оконтуривание зондированием отложений озерного соляного месторождения, разбуривание соляной залежи, опробование и отбор проб поверхностной и межкристальной рапы, солей и илов.

В озерных месторождениях донные соляные отложения залегают линзообразно. Соляные линзы расположены на значительной глубине под слоем рапы, иногда ила. В сухих озерах соляные линзы обнажаются непосредственно на поверхности озера. Общая мощность донных соляных отложений, как правило, не превышает 5-7 м.

Довольно часто соляные линзы закарстованы, загрязнены, переслаиваются с плотными илами. Разведка соляных залежей не требует заложения глубоких скважин и сложных горных выработок для суждения об их строении, мощности и условиях залегания. Для разведки запасов солей озерных залежей по промышленным категориям на практике приняты размеры разведочных сеток, м: 100 x 100, 150 x 150, 200 x 200, 250 x 250. На крупных объектах, типа оз. Кара-Богаз-Гол, при однородном строении соляной залежи расстояние между разведочными выработками принимается от 1 до 2 км и больше.

Различают три основные категории разведки: маршрутно-поисковую, предварительную и детальную. Объем и содержание полевых работ при разведке каждой категории различны. Назначение маршрутно-поисковой разведки заключается в выявлении озерных месторождений солей и ориентировочном определении их количества и качества. Для решения вопроса о наличии или отсутствии в минеральных озерах донных соляных отложений необходимы разведочные работы с проходкой буровых скважин или шурфов и закопшек. Первую стадию поисково-разведочных работ можно проводить на топографической основе в масштабе 1:200000 или даже

крупнее, но геологическую съемку для проходки поисково-разведочных выработок следует вести на отдельных озерах по картам в масштабе 1:25000 и крупнее. Большой интерес для поисковых работ на озерные месторождения представляет аэрофотосъемка. На картах аэрофотосъемки белоснежные котловины озер вырисовываются весьма отчетливо.

Предварительные обследования составляют вторую стадию общих исследований бассейна отдельного озера или целой группы озер. Они освещают основные вопросы комплекса работ и сопровождаются сезонными и стационарными наблюдениями и разведочными работами.

Детальная разведка производится с целью всесторонне исчерпывающей характеристики озерного месторождения для подсчета запасов солей по наивысшей категории и разработки технического проекта для эксплуатации месторождения. При детальных исследованиях должна быть большая плотность скважин, большое число полевых и лабораторных химических анализов солей, рапы озера и вод, питающих озеро, должны производиться химические, механические и микроскопические анализы илов.

При разведке месторождения скважины проходятся на всю глубину донных озерных отложений, с углублением в коренные породы. В устойчивых донных соляных отложениях скважины не нуждаются в креплении, в иловых — ведутся с креплением обсадными трубами.

Ручное ударно-вращательное бурение широко применяется при разведке донных соляных залежей рыхлого строения — гранатки, а также для прослеживания донных иловых отложений, вмещающих и окружающих соляную линзу. Этот вид бурения мало пригоден для плотных сцементированных донных соляных залежей, где скважины проходятся при помощи долота, когда дробится соль, нарушается структура и последовательность наложения отдельных слоев и прослоек. Кроме того, происходит обогащение образца соли промывочной рапой. Поэтому разведку плотных донных соляных залежей необходимо вести ручным или механическим колонковым бурением.

Поскольку разведка соляных озерных месторождений не сопровождается тяжелыми дорогостоящими горно-проходческими работами, может создаться впечатление о легкости проведения подобных исследований. В действительности это не так. Поверхность самосадочных озер, за исключением "сухих", бывает покрыта слоем рапы, исчезающей только в середине или конце лета. Это усложняет ведение работ на самом озере. Заложение шурфов или закопшек в таких условиях не дает ожидаемых результатов. Точно также бурение скважин без обсадных труб становится бесперспективным, поскольку извлекаемые из скважин образцы соли смываются поверхностной рапой.

При поисково-разведочных работах, например в Центральном Казахстане, для исследования соляных залежей небольшой мощности был использован шлямбур. Обычный шлямбур представляет собой стальную трубку с зазубренным концом и служит для пробивки отверстий в каменных и бетонных частях зданий. Для наших целей в качестве шлямбура была взята обыкновенная трехдюймовая труба, на один конец которой навинчен башмак, а к другому концу припаяна массивная металлическая голов-

ка. Трубу установили вертикально и ударом молота забивали в соль сначала на глубину 10–20 см, а затем поднимали. В нижней части трубы (у балмака) была сделана узкая прорезь, из которой вынимали образец соли. Затем трубу-шлямбур устанавливали на прежнее место и ударами молота углубляли еще на 10–20 см с последующим извлечением образца и т.д.

Таким способом удавалось проследить строение и состав соляной залежи на глубине до 1 м. Эффективность рекогносцировочных исследований озер увеличилась в 5–10 раз. Для работы со шлямбуром требуются два человека: коллектор и рабочий. При помощи шлямбура без особых осложнений проходили новосадку, старосадку и гранатку. Этот метод оказался пригоден и при разведке мирабилитовых залежей. Правда, в этом случае приходилось часто менять шлямбуры: от ударов они ломались, сминались и деформировались. В тенардитовых залежах данный метод оказался непригодным.

В комплексе геологоразведочных работ на минеральных озерах особенно важное значение имеют гидрогеологические исследования. Изучают соляные озера преимущественно гидрогеологи. Они ставят гидрогеологическую съемку того или иного масштаба, охватывающую по возможности всю водосборную площадь озера. С методикой гидрогеологических съемок студенты знакомятся в соответствующем учебном курсе.

Г л а в а XVI

ЛЕЧЕБНЫЕ ГРЯЗИ

Как следует из предыдущей главы, минеральные озера являются ценными месторождениями химического сырья, но этим не ограничивается их практическое значение. На дне их в большинстве случаев имеются более или менее мощные отложения полезного в лечебном отношении ила, так называемой минеральной грязи [2]. В минеральных самосадочных озерах минеральная грязь сверху прикрыта коркой соли, иногда очень мощной. В несамосадочных (рапных или рассольных) озерах она непосредственно лежит под рапой. Корка соли осложняет добычу грязи, а кристаллы соли, попадающие в грязь, засоряют ее. Лечебная грязь формируется также в слабосоленых и даже совершенно пресных водоемах.

Что следует понимать под термином лечебная грязь в широком смысле слова? Согласно международной терминологии, это так называемые пелоиды (pelos — греч. грязь, ил), к которым относятся торфы, глины и другие естественные образования, употребляемые для грязелечения. Известный бальнеолог В.А.Александров под пелоидами понимает вещества, которые образуются в естественных условиях под влиянием геологических процессов и в тонко измельченном состоянии, будучи смешаны с водой, применяются с лечебными целями в виде ванн и местных аппликаций [2].

Природа пелоидов весьма разнообразна. Международная классификация различает следующие типы пелоидов.

1. Неорганические грязи — главным образом, тонко измельченное неорганическое вещество и вода с небольшим содержанием органических веществ. К ним относятся грязи: лиманные, встречающиеся на побережье Черного моря; морские; материковые (т.е. отложения в озерах); ключевые, образующиеся у выходов термальных и холодных источников.

2. Органические грязи — сапропели и гитты преимущественно органическое вещество растительного и животного происхождения с некоторой примесью глин, мела, песка и пр. Образуются на дне лиманов,

морей и материковых озер.

3. Торфяные грязи – главным образом, гумифицированное органическое вещество и растительные остатки с примесью большого или меньшего количества неорганического вещества.

4. Смешанные виды пелоидов.

5. Продукты выветривания пород – каолин, глина.

6. Искусственные пелоиды, как, например, парафин.

На грязевых курортах Советского Союза используются в основном грязи неорганического состава, а на большинстве зарубежных курортов – органические или смешанные (торфы, саприсели). Объясняется это тем, что южная полоса Советского Союза обладает огромным количеством соляных грязевых озер различного состава. Торфы же и саприсели – отложения пресных водоемов – сосредоточены преимущественно в северных районах нашей страны. Грязями неорганического происхождения пользуются курорты Одессы, Саки, Мойнаки, Бердянска, Кавказские минеральные воды, Тинаки, Сергиевские МВ и ряд других.

Минеральные грязи – ценный дар природы, сильное лечебное средство. Каков же их состав и физико-химические свойства? В настоящее время считают, что минеральная грязь состоит из трех основных частей: кристаллического остова или скелета, коллоидного комплекса и грязевого раствора.

Кристаллический скелет состоит из двух частей. Одна часть представлена силикатными (глинистыми и песчаными) частицами различного диаметра, которые в процессе грязеобразования заимствуются со дна озера или приносятся ветром и дождевыми водами, другая – кристаллами солей кальция и магния (CaCO_3 , MgCO_3 , $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), которые могут выпадать из раствора при засолении озера. Годная к употреблению грязь должна быть однородной и состоять из мельчайших частиц, так как крупные частицы могут вызвать ожоги и параличи на теле больного. В хорошей лечебной грязи частицы диаметром более 0,25 мм либо отсутствуют, либо находятся в небольших количествах. Большое содержание в грязи частиц размером более 0,25 мм свидетельствует о засоренности грязи. Установленного стандарта предельной допустимой засоренности до сих пор не существует. По мнению С.А. Жукарева, "Общая засоренность не должна превышать 10% от всей сырой грязи, количество же самых грубых частиц (диаметром 1 мм) должно быть равно нулю или во всяком случае не превышать 2–3%" [63, с.140].

Грубым (песчанистым) скелетом Жукарев называет такой, в котором более 50% веса принадлежит частицам диаметра более 10 μ (0,001 мм). Чем меньше крупных частиц, тем практически грязь ценнее (большая коллоидность). Следовательно, для оценки качества грязи необходим гранулометрический анализ. Однако о строении кристаллического скелета можно судить и по степени влагоемкости грязи. Естественно, что грязи тонкого скелета, содержащие больше глинистых частиц, будут очень влагоемки (от 40 до 80 вес.% воды); грязи же грубого состава оодержат мало воды (20–30 вес.%); влагоемкость также зависит и от состояния коллоидного комплекса.

Коллоидальность грязи еще недавно оценивали по количеству содержащегося в ней сернистого железа. Согласно современному учению, для коллоидного вещества характерен не состав, а чрезвычайно малая величина частиц, не превышающая $0,60001 \text{ мкм}$ ($0,1 \text{ мкм}$). Следовательно, не только сернистое железо, но и всякое другое вещество, входящее в состав грязи и размельченное до размеров от $0,1$ до $0,0002 \text{ мкм}$, можно назвать коллоидом.

По С.А.Щукареву, главной составной частью коллоидного комплекса иловой грязи следует считать совокупность глинистых частиц различного состава величиной менее $0,1 \text{ мкм}$, а также органическое вещество. Общее количество коллоидальных частиц в иловых грязях колеблется между 2–8 вес.%, т.е. значительно выше как содержания FeS ($0,1$ – $1,7\%$), так и суммы переходящих в солянокислую вытяжку FeS , Al_2O_3 , Fe_2O_3 и SiO_2 (1 – 4%). Присутствие коллоидного FeS в грязи придает ей черную окраску, причем этот компонент может закрасить грязь в черный цвет даже при содержании $0,1$ – $0,2\%$. При меньшем же содержании FeS получаются грязи темно-серые ($0,1$ – $0,03\%$) и светло-серые ($0,03$ – $0,01\%$ и меньше). Интенсивность черного цвета грязи не всегда бывает пропорциональна содержанию в ней сернистого железа. На открытом воздухе грязь теряет черную окраску вследствие разрушения FeS и окисления его кислородом воздуха. Поэтому при хранении грязи на открытом воздухе необходимо поддерживать ее влажной. Хорошо сохраняется грязь под слоем соленой воды или рапы, которая, как известно, почти не содержит растворенного кислорода.

Коллоидный комплекс делится на поглощающий и поглощенный. В составе первого мельчайшие глинистые и силикатные частицы диаметром менее $0,1 \text{ мкм}$, органическое вещество, сернистое железо, продукты разрушения мельчайших силикатных частиц (SiO_2 , Fe_2O_3 , Al_2O_3 , MnO); в составе второго – адсорбированные ионы (Na^+ , Mg^{2+} , K^+ , Ca^{2+} и др.). Так, например, в тинакской грязи коллоидный комплекс составляет 6 вес.% сырой грязи и, в свою очередь, представляется в виде комбинации поглощающего комплекса – примерно 5 вес.% ($0,5$ – органическое вещество, $0,4$ – FeS , остальное – глинисто-цеолитные частицы) и поглощенного – около 1 вес.% грязи ($\text{Na}^+ + \text{K}^+$ около $0,5\%$ и $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$ также около $0,5\%$).

От наличия мельчайших частиц коллоидного комплекса зависит одно из главнейших свойств грязей – пластичность, определяющая бальнеологическое значение грязи.

Грязевый раствор является преобладающим по объему, а часто и по весу ингредиентом грязи. Объем грязевого раствора в иловой грязи составляет 50–95% от общего объема. При этом в грязях грубого остова, содержащих мало коллоидов, такого раствора 50–60%, в грязях тонкого остова, богатых коллоидами – от 60 до 95%. По степени минерализации и химическому составу грязевой раствор, как правило, повторяет состав рапы соляного озера, в котором отлагается грязь. Изменение (метаморфизация) состава рапы и грязевого раствора идет параллельно. Рапе отведено важное место в жизни грязевого водоема.

Рапа представляет собой среду, необходимую вначале для созревания, а затем сохранения грязи. Исчезновение рапы ведет к прекращению жизненных процессов в озере, что не только останавливает грязеобразование, но и сопровождается неизбежной потерей всех запасов лечебных грязей. Рапа является самостоятельным лечебным фактором и имеет сама по себе практическое значение в бальнеологии. Концентрация солей в грязевом растворе различных грязей колеблется от нуля (сапропели, торфяные грязи) до 30 вес.%. Наибольшей соленостью обладают грязевые растворы соляных озер засушливых областей.

Для исследования солей, присутствующих в грязевом растворе, обычно делают водную вытяжку из грязи, которую затем подвергают химическому анализу. Однако эта вытяжка дает искаженное представление о составе естественного грязевого раствора вследствие процессов обменной адсорбции и перехода в раствор части кристаллического скелета (гипса). Взамен вытяжки С.А.Щукарев предложил отжимать раствор прессом.

По мнению В.А.Александрова, "Бальнеологическое значение грязевого раствора зависит не столько от характера солей, сколько от содержания воды в пелоидах: чем пелоид гуще, т.е. чем меньше в нем пропечивающей воды, тем терапевтическая ценность его выше; густой пелоид можно использовать в виде местных аппликаций и при этом применить более высокую температуру без опасения вызвать ожог, ибо термические особенности пелоидов, а также их пластичность зависят главным образом от большего или меньшего количества содержащейся в них воды" [2, с.7].

Для всесторонней оценки лечебной грязи с практической целью определяются удельный вес, теплоемкость, теплопроводность, а также радиоактивность. Обычно удельный вес грязей колеблется от 1,1 до 1,8 и зависит, главным образом, от содержания воды. Теплопроводность грязей по данным Е.С.Бурксера, выше теплопроводности воды и изменяется от 1,3 до 1,8. Содержание радия в минеральных грязях не превышает $0,11-1,08 \cdot 10^{-12}$ г на 1 г сухого вещества. Количество выделяемой грязью emanации выражается лишь в долях змана, редко достигает одного змана.

Проблема происхождения озерных грязей давно интересует естествоиспытателей и бальнеологов в связи с высокими лечебными качествами этих образований. Кроме наблюдений в природе, велись эксперименты по изучению процессов грязеобразования в лабораторных условиях. Познанием физико-химии, биологии и условий образования минеральных грязей наука во многом обязана работам А.А.Вериги, Б.Л.Исаченко, С.А.Щукарева, М.И.Рубенчика, Б.В.Перфильева.

Более детально были изучены лиманные грязи. Установлены основные факторы грязеобразования: 1) характер минерального субстрата, идущего на построение грязи; 2) качество и количество органического вещества, участвующего в грязеобразовании; 3) жидкая среда, в которой протекает процесс грязеобразования; 4) микробы, вызывающие эти процессы.

Минеральным субстратом, остовом или скелетом грязи служит песчано-глинистая почва, залегающая на дне соляных водоемов. Пластичность грязи, мягкость, маслянистость, способность удерживать впитанную воду обусловлены качеством почвы, в которой произошло образование грязи. Лучшие по качеству грязи образуются на глинистом дне, песок же уменьшает степень пластичности и влагоемкости грязи. Опыты Л.И.Рубенчика над искусственным получением грязи из глины без добавления органического вещества не дали положительных результатов. В случае примешивания к глине водорослей или зоопланктонных организмов отлагалось сернистое железо и чернела глина. Таким образом, первым необходимым условием для формирования лечебных грязей является наличие органического вещества.

Минеральные грязи образуются в водах, содержащих различные концентрации солей. Как показывают наблюдения, степень минерализации воды оказывает определенное влияние на интенсивность грязеобразовательных процессов. Исчерпывающих данных о характере этого влияния в настоящее время нет, но можно считать установленным, что скорость грязеобразования замедляется как в водах с весьма высокой соленостью (рапе), так и в водах совершенно пресных. По-видимому, существует какая-то оптимальная соленость для развития грязи, при которой рост грязевых отложений идет с максимальной скоростью. Опыты Рубенчика показали, что в общем наиболее благоприятные условия имеют место при солености водной среды до 3-5 Боме (уд.вес 1,02-1,03). Кроме солености, на рост грязи влияют термический режим водоема, условия его питания и ряд других обстоятельств.

Участие микроорганизмов в образовании лиманной грязи было установлено еще А.В.Вериго. Теперь уже не подлежит сомнению, что в лиманах и соляных озерах живет богатая микрофауна, которая обуславливает разнообразные микробные процессы — анаэробные и синтетические. Донные отложения обладают способностью адсорбировать бактерии. Адсорбция оказывает влияние на интенсивность грязеобразования. Активность некоторых бактерий в адсорбированном состоянии увеличивается. Из грязей выделены различные бактерии: гнилостные, денитрифицирующие, десульфатизирующие. Эти микробы играют важнейшую роль в образовании грязей, так как продукты их жизнедеятельности входят в состав грязи.

Специальный интерес представляют десульфатизирующие бактерии — распространенные в природе микроорганизмы. Эти анаэробные бактерии обладают высокой активностью и способностью проявлять нормальную жизнедеятельность при различных концентрациях солей. Роль их сводится к восстановлению сульфатов до сероводорода. Последний в результате взаимодействия с солями железа превращается в коллоидальное сернистое железо, которое участвует в образовании грязи. Но не весь образовавшийся на дне грязеемов сероводород переходит в сернистое железо. Часть его улетучивается, часть окисляется до серы и серной кислоты присутствующими в грязях серными и тионовыми бактериями. Уже на примере этих бактерий достаточно четко вырисовы-

вается роль бактерий в формировании грязей.

На основании выяснения закономерности бактериальных процессов успешно разрешена проблема искусственного получения лечебной грязи с использованием заквасок, содержащих десульфатизирующие и другие бактерии.

Б.В.Перфильев предложил теорию микрозонального образования илов, накапливающихся на дне водоемов. Он выяснил, что микробиологические процессы илособразования развиваются по определенным закономерным фазам. В результате создаются тончайшие слои, называемые микрозонами. По микрозонам можно прочесть геосхронологическую летопись накопления озерных осадков. Микрозональное строение лечебных грязей зависит от гидрометеорологических факторов и микробиологических процессов. Каждая микрозона фиксирует годовой цикл развития бассейна грязенакопления.

На поисковой стадии исследований важно уметь по внешним признакам находить лечебную грязь. Распознавание лечебной грязи в природной обстановке не вызывает особых трудностей. Ее внешние основные признаки: блестяще-черный цвет, мажкость, запах сероводорода, консистенция густой сметаны, высокая влажность и пластичность и чрезвычайно тонкий состав – при растирании грязи на пальцах не должно ощущаться грубых частиц. Могут быть грязи и серого цвета. Соленость грязи существенного значения не имеет.

В бассейне питания грязевого озера проводится комплекс исследований (гидрологических, гидрогеологических и т.д.), основная цель которых заключается в выяснении условий питания озера и определении его водно-солевого баланса. На озере ведутся наблюдения над колебаниями уровня воды (рассола) и изменением ее минерализации. Всякие существенные изменения в водно-солевом режиме грязевого озера сказываются на минерализации грязевого раствора и физико-химических свойствах самой грязи. Грязевые отложения всегда должны быть покрыты слоем воды или рассола. Полное, хотя бы временное, высыхание грязевого водоема вызовет резкие преобразования в физико-химии грязей и потерю их лечебных свойств. Точно также нежелательны отложения солей на поверхности грязевого озера. Для предотвращения подобных явлений озеро искусственно обводняют подземными или поверхностными водами из ближайших водоемов (например, курорт Яны-Курган в Казахстане).

Для подсчета запасов грязей необходимы зондировочные буровые работы на самом озере. Для этого озеро наносят на детальный топографический план, на озере разбивают створы и в определенных местах закладывают буровые скважины. Густота зондировочной сети зависит от степени неоднородности грязевой залежи. На озере бурение производится со специального плота (с люком посередине) или двойных лодок.

Для бурения иловых отложений и взятия проб илов со дна существуют разнообразные шупы и буровые желонки. А.И.Дзенс-Литовский сконструировал донный млобур, состоящий из цилиндрической желонки, штанг и обсадных труб для более глубокого бурения [21].

Физико-химическое изучение иловых отложений проводят по специальной методике. Особое внимание уделяют и санитарно-бактериологическому исследованию лечебных грязей. Они должны удовлетворять установленным санитарным нормам.

В результате комплексного исследования грязевого месторождения должна быть обоснована наиболее правильная система ведения грязевого хозяйства. Использованная грязь не выбрасывается, а подвергается регенерации либо в самом озере, либо в специально устроенных бассейнах. После определенного срока хранения (регенерации) грязь снова употребляется для лечения.

Глава XVII

МЕТОДИКА ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МИНЕРАЛЬНЫХ ЛЕЧЕБНЫХ ВОД

Гидрогеологические исследования, связанные с использованием минеральных лечебных вод, проводятся с целью выявления месторождений, качественной и количественной характеристики и рациональной эксплуатации МВ. При этом всесторонне изучаются гидрогеологические условия месторождений МВ, их формы и размеры, генезис, разрабатываются наиболее эффективные способы эксплуатации.

В период исследований изучаются [38]: геологические структуры, к которым приурочены минеральные воды; динамика и режим; геотермика; химический, газовый и микробиологический состав, радиоактивность вод.

Охарактеризуем кратко перечисленные элементы комплексного изучения МВ.

Геологическая обстановка формирования лечебных вод разнообразна. Крупные месторождения сосредоточены в артезианских бассейнах или в зонах тектонических разломов. При выяснении перспективности открытого месторождения изучают его геологическую структуру. Если МВ залегают в трещинах тектонического происхождения, производят структурный анализ деформаций. Основным методом изучения геологических структур является геологическая и гидрогеологическая съемка района в масштабе 1:50000 или 1:25000, а на самом месторождении — детальная съемка (1:5000 или 1:10000).

Для характеристики динамики МВ (как и пресных вод бассейна, в котором находится исследуемое месторождение) выясняют прежде всего **местоположение** области их современного питания, области циркуляции (напора) и очагов разгрузки. Строят карты гидроизопьез и гидроизогипс по данным разведочного бурения и замера **уровней воды** в скважинах. По картам устанавливают направление движения подземных вод, намечают местоположение областей подземного потока, контуры распространения МВ и положение фронта между минеральными и пресными

водами. Важнейшим параметром водоносных горизонтов является коэффициент фильтрации. Способы определения его излагаются в курсе гидрогеологии. Тип режима МВ устанавливают систематическими наблюдениями над изменением дебита и химического состава по скважинам и источникам. Динамику МВ изучают методом моделирования на приборах ЭГДА и гидроинтеграторе.

Задача геотермических исследований – определение: глубины пояса постоянных температур; теплового режима выше и ниже этого пояса; термических аномалий. Для этого измеряется температура в скважинах на разных участках месторождения и строится график термоизоплант [59].

Особенно полно изучают химию МВ: содержание главных и второстепенных ионов, микрокомпонентов и органического вещества. Привлекают различные методы химического анализа: колориметрический, хроматографический, оптический, полярографический и др. Для решения сложных генетических вопросов исследуют изотопный состав водорода, кислорода, серы, углерода и возможно других элементов. Серьезное внимание уделяют гидрохимическому режиму. Данные об изменении химического состава МВ во времени сопоставляют с колебаниями их температуры и дебита. Гидрохимическими исследованиями охватываются все водоносные горизонты месторождения [49].

Важным компонентом МВ являются газы. В отличие от пресных вод, изучение лечебных вод должно сопровождаться обстоятельным анализом газового состава. Поэтому отбираются пробы растворенного и свободного газа и определяется содержание в них CO_2 , H_2S , N_2 , O_2 , CH_4 и тяжелых углеводородов. Измеряется упругость газов и определяется количество растворенного и спонтанного (свободно выделяющегося) газов. Присутствие тех или иных газов в воде зависит от окислительно-восстановительных условий обстановки месторождения МВ. Иногда определяется содержание таких редких газов, как аргон и гелий. По соотношению между гелием и аргоном (формулы Савченко, Козлова и др.) судят о возрасте МВ. Выясняется также генезис самих газов, и в этом отношении оказывает помощь изотопный состав серы (генезис H_2S), углерода (генезис CO_2).

Микробиологическими исследованиями устанавливают состав микроорганизмов, населяющих водоносные горизонты. Как известно, по мере углубления в недра количество бактерий в водах сокращается и состав их меняется. Пробы МВ отбирают на микробиологический и санитарно-бактериологический анализы.

Изучение радиоактивности в широких масштабах проводится для МВ группы Е. Определяют содержание в воде урана, радона, радия, тория и мезотория и по полученным данным устанавливают тип радиоактивной воды (радоновая, радиевая, радоно-радиевая и т.п.). Ведут систематический контроль за изменением содержания радона в зависимости от колебания дебита и температуры.

Гидрогеологические исследования на месторождениях МВ проводятся по трем стадиям: 1) поиски – выявление месторождения и определение его размеров; 2) разведка – гидрогеологическое изучение место-

рождения и оценка запасов МВ; 3) детальные исследования – уточнение данных разведки и разработка оптимального режима эксплуатации МВ.

На поисковой стадии выявляется прежде всего геологическая структура месторождения. Специалист в области поисков МВ должен хорошо владеть методом структурной геологии. На всех стадиях исследования применяются геофизические методы (содержание методов излагается в курсе геофизики). Основным видом работ на всех стадиях разведки МВ является бурение.

В зависимости от поставленных задач А.М.Овчинников выделяет следующие виды бурения: 1) неглубокое зондировочное бурение при гидрогеологической съемке для уточнения строения отдельных участков и разведки грунтовых потоков в долинах рек, а также для выявления скрытых очагов разгрузки напорных вод под покровом четвертичных отложений; такие скважины обычно закладываются на стадии поисков; 2) разведочное бурение скважин (чаще всего колонковым способом) глубиной 100–300 м при детальной разведке грунтовых и артезианских МВ; 3) глубокое бурение на артезианские МВ, глубиной до 1000 м; 4) бурение глубоких спорных (структурных) скважин быстровращательным способом (роторм или турбинным) с глинистым раствором для установления геологического строения крупных территорий и оценки перспектив вскрытия тех или иных глубокозалегающих МВ и рассолов.

А.М.Овчинников рекомендует закладывать следующие разведочные буровые скважины.

1. В первую очередь небольшое число зондировочных скважин с применением термометрии и электрометрии, а для поисков радиоактивных вод – эманационную съемку. На основе этих работ устанавливать положение наиболее водособильных зон, скрытых очагов разгрузки и обогащения радиоактивными элементами.

2. Во вторую очередь несколько более глубоких скважин для уточнения геологического строения месторождения и выяснения расположения водособильных зон. Участки заложения не должны располагаться непосредственно вблизи естественных минеральных источников.

3. Эксплуатационные скважины закладываются специально, хотя в некоторых случаях разведочные скважины можно при сравнительно небольших затратах переоборудовать для эксплуатации. Расположение и число эксплуатационных скважин должно быть таким, чтобы можно было некоторые из них включать для ремонта и прочистки. Необходимо выбрать места для наблюдательных скважин, чтобы следить за положением фронта между минеральными и пресными водами и своевременно отмечать нежелательные явления в режиме МВ.

Запасы минеральных лечебных вод оцениваются соответственно существующей классификации эксплуатационных запасов подземных вод с учетом дополнительных требований, отражающих свойства МВ: газовый фактор и глубину насыщения газовой фазы в углекислых водах, сероводородный коэффициент ($H_2S:(\Sigma S)$) – в сероводородных; упругий режим и газонасыщенность – в метановых водах; радиоактивную мощность, изучение изотопов – в радиоактивных водах; особенности режима – в азотных термальных и всех других видах и пр.

Минеральные лечебные воды на поверхность выходят в виде источников или выводятся буровыми скважинами. Сооружение, которым закрепляется выход МВ или с помощью которого последняя выводится на поверхность, называется каптажем. В первом случае говорят о каптаже минерального источника, во втором, когда источника может и не быть — о каптаже МВ.

Выбор способа каптажа определяется составом МВ, геологоструктурным и геоморфологическим строением месторождения, глубиной залегания МВ, их температурой, газонасыщенностью, агрессивностью и др.

Среди способов каптажа МВ — неглубокие колодцы, штольни и буровые скважины — наиболее распространен простой и рациональный каптаж буровыми скважинами. Он применим для всех типов МВ, так как захватывает МВ на любой глубине. Каптажные скважины могут быть вертикальными и наклонными. Вертикальными скважинами осуществлены каптажи на многих курортах Советского Союза (Сочи, Боржоми, Ессентуки, Старая Русса и др.) и некоторых зарубежных курортах. Наклонные закладываются в соответствующих геологоструктурных и геоморфологических условиях, когда, например, выходящие трещины имеют значительный угол наклона (например, некоторые каптажные скважины в Кисловодске) или когда необходимо пересечь несколько вертикальных трещин одной буровой.

Большое значение имеет выбор материала для устройства каптажа. Необходимо учитывать, с одной стороны, агрессивное действие на сооружения некоторых, особенно газифицирующих, МВ и, с другой стороны — возможное вредное влияние каптажных материалов на МВ, ухудшающее состав и бальнеологические свойства вод. Как показал опыт, наиболее рациональны для углекислых и соляно-щелочных вод — чугун, хромо-никелевая сталь, нержавеющие сорта стали, стекло; для сероводородных (сульфидных) вод — асбоцементные, винилпластовые, деревянные и стеклянные материалы. В последнее время в бальнеотехнике широко применяется полиэтилен.

С поисками, разведкой и эксплуатацией минеральных лечебных вод тесно связано изучение солевого, газового, микрокомпонентного состава и режима этих вод, а также ионно-солевого комплекса пород, физически связанной воды, проведение термометрических наблюдений, оценка запасов вод и установление зон горно-санитарной охраны. Многие из перечисленных элементов гидрогеологических исследований освещены в учебных курсах по гидрогеохимии, методике гидрогеологических исследований и др. Во избежание повторения остановимся на некоторых методических указаниях по отбору проб газа, определению его дебита, и на методике исследований ионного солевого комплекса пород.

Минеральные источники могут быть газифицированными и негазифицированными. В первом случае отбираются пробы выделяющегося из источника или скважины спонтанного, во втором — растворенного газа. При отборе

проб спонтанного газа необходим замер дебита газа и его температуры и дебита воды. Под дебитом газа понимают количество свободного газа, выделяющегося в единицу времени. Принято выражать дебит газа в литрах в секунду или кубических метрах в сутки. Замеряется дебит газа объемным способом (по скорости заполнения сосуда определенной емкости) или приборами [35].

Температура газа измеряется с целью нахождения поправки на объем газа, установленный при определении дебита. Поправка вводится на термическое расширение газа при точных замерах дебита.

Дебит газа воды определяется для вычисления газонасыщенности, объема газа, приходящегося на единицу объема воды. По величине газонасыщенности определяют упругость газа, по которой, в свою очередь, вычисляют глубину появления свободной газовой фазы в МВ. На больших глубинах газ обычно целиком находится в растворенном состоянии. Дебит МВ находят объемным способом (при самоизливе скважин или при опробовании родников) или методами опытных откачек и нагнетания.

Газопоявление в источнике обнаружить легко, так как газ из воды выделяется в виде пузырьков непрерывно или периодически. Отбор проб газа очень прост. Нужно иметь воронку, лучше диаметром 50–60 см, и двухлитровую склянку. Для обычного анализа газа достаточно отобрать газ в бутылку объемом 0,75 л. Сначала в источник опускают воронку с таким расчетом, чтобы в нее поступали пузырьки газа, которые потом из воронки направляются в склянку. Затем хорошо промытую склянку или бутылку целиком погружают в воду источника и, не вынимая из воды, опрокидывают вверх дном, чтобы в склянку не попало ни одного пузырька воздуха. Склянку подвешивают к горлышку воронки, газ устремится в склянку и будет вытеснять из нее воду (рис. 16). Вся-

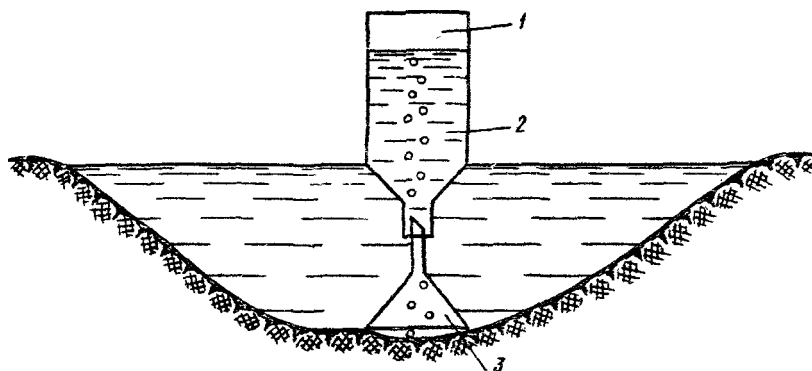


Рис. 16. Отбор спонтанного газа из источника
1 - газ; 2 - бутылка; 3 - воронка

Воду вытеснять не следует, надо оставить столбик в 4–5 см – водяной затвор, чтобы при последующей транспортировке в пробу не попал воздух. Не вынимая склянку из воды, надо закупорить ее пробкой, затем вынуть, тщательно обтереть склянку и пробку и залить менделеевской замазкой или сургучом. Снабдить пробу этикеткой. Бутылку с пробкой газа транспортировать в лабораторию обязательно в опрокинутом виде.

По интенсивности газирования можно судить о составе газа-источника. Так, углекислые источники характеризуются преимущественно значительными дебитами газа, пробы здесь отбираются в течение нескольких минут или секунд. Наоборот, источники, газящие азотом (акратотермы), отличаются слабыми газопоявлениями, и для отбора пробы иногда необходимо несколько часов.

Фонтанирует скважина или нет — от этого зависит способ отбора спонтанного газа. Если скважина не фонтанирует или слабо фонтанирует и слабо газирует, пробу газа можно отобрать, прибегнув к герметизации устья скважины железной крышкой с отводом, по которому проходит газ (рис. 17). На отвод надевается резиновая трубка, противопо-

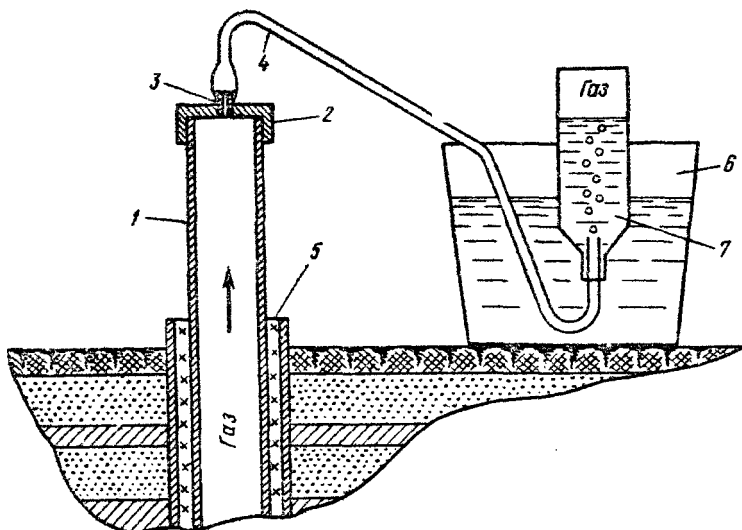


Рис. 17. Отбор спонтанного газа из скважины
1 — обсадная труба; 2 — железная крышка, навинченная на обсадную трубу;
3 — отвод на крышке; 4 — резиновая трубка; 5 — цементировка скважины;
6 — ведро; 7 — вода

ложный конец которой опущен на дно таза или ведра с водой. Выделяющийся газ, проходя по трубке, насыщает воду и выделяется на ее поверхности. Пропускать газ через воду следует в течение 10–15 мин. для полного насыщения воды и удаления воздуха из резиновой трубки. Затем надо заполнить бутылку емкостью от 1 до 3 л водой из ведра (после насыщения ее газом), опустить бутылку вверх дном в ведро так, чтобы в бутылке не было ни одного пузырька воздуха. Подвести под горлышко бутылки погруженную в воду резиновую трубку. По трубке газ пройдет в бутылку, постепенно вытесняя из нее воду. По скорости наполнения бутылки газом можно определить дебит газа.

При сильном газопоявлении и дебите воды более 1 л/сек из фонтанирующих скважин для отбора пробы спонтанного газа (и замера дебита) применяют так называемые газоотделители.

Для отбора проб растворенного газа в полевой обстановке чаще

всего используют вакуумный метод Савченко. Для этого необходим насос Комовского и специально оборудованная бутылка [49].

Полный анализ газа включает определение следующих компонентов: N_2 , O_2 , CH_4 , высших гомологов метана (C_2H_6 , C_3H_8 , C_4H_{10}), CO_2 , H_2S , Ar , He , иногда H_2 и CO . Содержание компонентов выражается в объемных процентах.

Располагая данными о дебите газа и воды газифицирующего источника или скважины, можно вычислить упругость газа и определить глубину появления свободной газовой фазы в воде. Как известно, между объемом и упругостью газа существует зависимость

$$V = \alpha p,$$

где V — объем газа в единице объема воды (газ приведен к $0^\circ C$ и давление 760 мм); p — давление газа над раствором, атм; α — коэффициент растворимости газа в изучаемой жидкости.

Таким образом, упругость газа $p = \frac{V}{\alpha}$. Общая упругость растворенных газов представляет сумму упругостей каждого из компонентов растворенного газа, выражаемую в тех же единицах: $p = p_1 + p_2 + p_3 + \dots + p_n$.

Приведем пример для Аяккалканских источников в Казахстане: отношение дебита газа к дебиту воды 0,0011–0,0017, т.е. на 1 л воды выделяется около 0,002 л спонтанного газа. Газ почти нацело азотный. Коэффициент растворимости азота в воде источника при $30^\circ C$ равен 0,013. Отсюда избыточная упругость газа в воде, которую может создать свободно выделяющийся газ,

$$p = \frac{V}{\alpha} = \frac{0,002}{0,013} = 0,15 \text{ атм.}$$

Значит, уже на глубине 1,5 м газ будет полностью находиться в растворенном состоянии.

Другой пример по В.П.Савченко: в пресной воде, залегающей на глубине 200 м с температурой $15^\circ C$ определены следующие газы (на 1 л воды):

$$V_{CH_4} = 0,400 \text{ л; } V_{CO_2} = 0,350 \text{ л; } V_{N_2} = 0,015 \text{ л.}$$

Коэффициенты растворимости этих газов при $10^\circ C$:

$$\alpha_{CH_4} = 0,037; \quad \alpha_{CO_2} = 1,02; \quad \alpha_{N_2} = 0,017.$$

Определим упругость каждого компонента

$$p_{CH_4} = \frac{V_{CH_4}}{\alpha_{CH_4}} = \frac{0,400}{0,037} = 10,81 \text{ атм;}$$

$$p_{CO_2} = \frac{V_{CO_2}}{\alpha_{CO_2}} = \frac{0,350}{1,02} = 0,34;$$

$$p_{N_2} = \frac{V_{N_2}}{\alpha_{N_2}} = \frac{0,015}{0,017} = 0,88.$$

Общая упругость растворенных газов

$$p = p_{CH_4} + p_{CO_2} + p_{N_2} = 10,81 + 0,34 + 0,88 = 12,03 \text{ атм}$$

Для выяснения условий формирования МВ исследуется так называемый водно-солевой комплекс (термин, введенный в науку А.Н.Бунеевым). В ионно-солевой комплекс входят: водный раствор, пропитывающий горную породу; соли, присутствующие в твердом виде, но способные перейти в раствор; обменные катионы. Масса ионно-солевого комплекса по отношению к массе горной породы в целом чаще всего представляет незначительную величину, но играет особую роль минерализатора пресных вод, внедряющихся в породы.

В гидрохимии неподвижные и малоподвижные поровые растворы, пропитывающие толщи пород, не подчиняющиеся силам гравитации, принято называть горными растворами, в отличие от подвижных гравитационных вод. В настоящее время горные растворы изучаются с целью определения их роли в генезисе подвижных вод и метаморфизации самих горных растворов, оставшихся в породах на всех этапах их уплотнения. Для выделения горных растворов обычно используют два метода: отпрессовывания и замещения. Прибор П.А.Крюкова дает возможность выделять горные растворы методом отпрессовывания в очень широком интервале давлений — от долей до 2000 кг/см^2 [30].

Опыты по отжиманию растворов из разнообразных природных грунтов показали, что почти вся влага, захваченная илами в первичной стадии образования осадков, может быть отжата под действием гравитационных и тектонических сил. Зависимость снижения влажности глин и различных грунтов от приложенного давления близка к линейной. При выделении растворов по фракциям из почв и горных пород различными методами наблюдается неоднородность состава горных растворов. Первые порции выделявшихся растворов отличаются постоянством состава, но при достижении некоторого давления (неодинакового для разных объектов) более или менее резко снижается концентрация содержащихся в растворе веществ. Сильно уменьшается концентрация ионов, преобладающих в растворе. Различия в составе последовательно выделенных фракций горных растворов объясняют естественной их неоднородностью. Опытным путем установлено, что чем больше гидрофильность глины, тем при большей влажности и меньшем давлении начинает проявляться неоднородность раствора.

Прибор Крюкова (рис. 18) состоит из толстостенного металлического цилиндра 1, установленного на подставке 2, снабженной отверстием для стока "горного раствора". Поверх подставки 2 помещен грибок 3 с отверстием в центре и радиальными концентрическими желобками, наклоненными к отверстию. Между грибком 3 и подставкой 2 проложено резиновое кольцо 4, обеспечивающее герме-

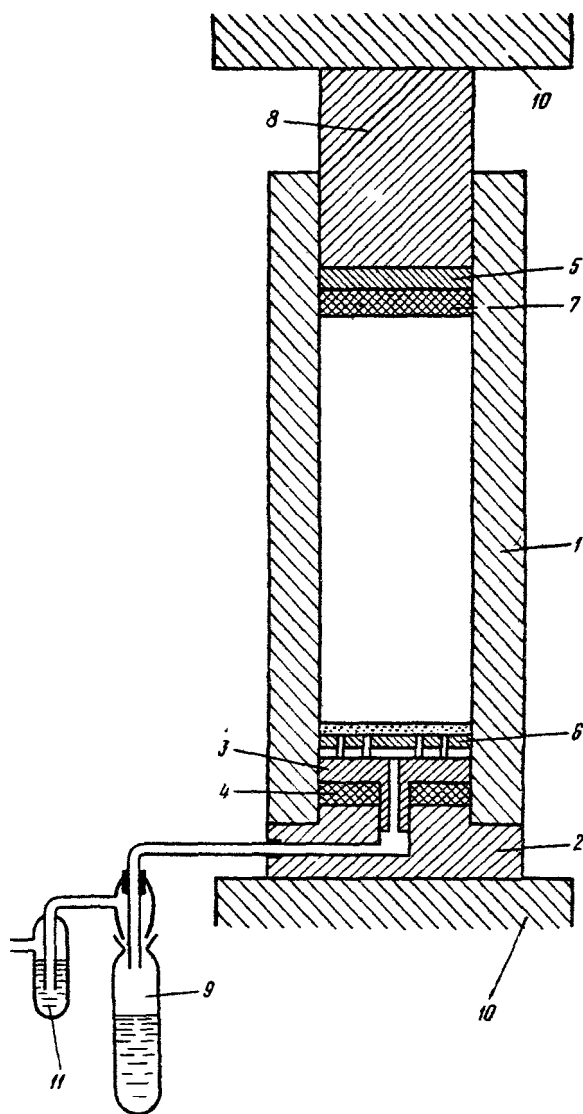


Рис. 18. Прибор Крюкова

тичность в местах стыка между грибом, цилиндром и подставкой. На грибок наложена металлическая сетка 6 с отверстиями, соответствующими желобкам на грибе. Поверх сетки между двумя листками фильтровальной бумаги помещен слой кварцевого песка толщиной 2–3 мм. На песок с уплотнением загружают исследуемый образец. На поверхность порошка укладывают резиновую 5 и текстильную 7 прокладки. Породу опрессовывают поршнем 8, на который давит пресс, установленный на площадке 10. Отжатый раствор поступает в приемник 9, снабженный сосудом 11, обеспечивающим водяной затвор для предохранения жидкости в

приемнике от испарения.

Цилиндр 1 вмещает около 300 г породы. Давление на породу производится гидравлическим прессом. Мощность пресса согласована с величиной давления, которое необходимо достигнуть для отпрессовывания "горного раствора". Опыт показывает, что достаточным является давление до $500-1000 \text{ кг/см}^2$. При площади поршня 8 в 10 см^2 необходим 10-тонный пресс. При отпрессовывании "горных растворов" давление следует увеличивать постепенно, чтобы раствор выделялся по возможности равномерно из всей массы породы.

Продолжительность отпрессовывания зависит от фильтрующей способности породы и ее влажности. Практически отпрессовывание продолжается 2-5 ч. Если однократное отпрессовывание не дает нужного количества раствора для анализа, его повторяют с новой порцией породы. Потребное количество раствора для анализа зависит от концентрации раствора и методов применяемого анализа. Опыт показывает, что при микрометодах для полного анализа достаточно 5-10 мл.

Состав твердых солей, заключенных в горных породах, способных растворяться и обогащать воду ионами, можно изучать с помощью водных вытяжек. Наиболее выгодное соотношение между породой и водой 1:1 или 2:2. Чтобы ближе подойти к природным условиям, рекомендуется динамическое выщелачивание: пропускать воду под давлением через уплотненную порцу в приборе. Иногда целесообразно насыщать воду углекислотой. Такие опыты производят обычно в автоклавах - приборах, позволяющих изучать взаимодействие углекислой воды с породой при разных давлениях CO_2 и разных температурах.

Наконец, специальный интерес представляет исследование поглощенного комплекса осадочных отложений, в которых формируется МВ. Реакции катионного обмена иногда являются ведущим фактором метаморфизации подземной воды. Особое внимание этому вопросу уделяется в грунтоведении и почвоведении. Состав поглощенного комплекса пород, грунтов и почв определяется в химических лабораториях.

Л и т е р а т у р а

1. Алекин О.А. Основы гидрохимии. Гидрометиздат, Л., 1970.
2. Александров В.А. Медицинская классификация лечебных натуральных вод, пелюдов (лечебных грязей) и климатов СССР. В кн.: "Основы курортологии". Т. 1, Медгиз, М., 1956.
3. Альтовский М.Е. и др. Органические вещества и микрофлора подземных вод и их значение в процессах нефтеобразования. Гостолтехиздат, М., 1962.
4. Аскеров А.Г. Минеральные источники Азербайджанской ССР. Баку, 1954.
5. Бабинец А.Е. и др. Лечебные минеральные воды и курорты Украины. АН УССР, Киев, 1963.
6. Басков Е.А., Климов Г.И. Состав и условия формирования минеральных вод Забайкалья. Тр. ВСЕГЕИ, нов.серия, 1963, т.101.
7. Бедер Б.А. Минеральные воды республик Средней Азии. В сб.: "Вопросы формирования и распространения минеральных вод СССР". Изд. Центр. ин-та курортологии и физиотерапии, М., 1960.
8. Богородицкий К.Ф. Высокотермальные воды СССР. Наука, М., 1968.
9. Бунеев А.Н. Основы гидрогеохимии минеральных вод осадочных отложений. Медгиз, М., 1956.
10. Валяшко М.Г. Геохимические закономерности формирования месторождений каменных солей. Изд-во МГУ, М., 1962.
11. Вартанян Г.С. Поиск и разведка месторождений минеральных вод в трещинных массивах. Недра, М., 1973.
12. Вернадский В.И. История минералов земной коры. Т. П, ОНТИ, 1936.
13. Виноградов А.П. Химическая эволюция земли. АН СССР, 1959.
14. Врублевский М.И. Минеральные воды Центрального Кавказа как одно из проявлений его геологического развития. Изд-во ЛГУ, Л., 1962.
15. Геотермическая карта СССР в масштабе 1:5000 000. Объяснительная записка. Наука, М., 1972.
16. Гидрогеология СССР, Т. 1-Х/1, Недра, М., 1966-1972.
17. Гидрохимическая карта СССР (минеральные воды) масштаба 1:5 000 000. Госгеолтехиздат, М., 1966.
18. Голева Г.А. Минеральные воды Восточных Карпат и Предкарпатья. В сб.: "Вопросы формирования и распространения минеральных вод СССР". Изд. Центр. ин-та курортологии и физиотерапии, М., 1960.
19. Гуревич М.С. Гидротермальный этап формирования состава подземных вод по данным изучения жидких включений в минералах. Тр. ВСЕГЕИ, нов.серия 1961, т.61.
20. Дерпгольц В.Ф. Вода во вселенной. Наука, Л., 1971.
21. Дзено-Литовский А.И. Методы комплексного исследования и разведки озерных соляных месторождений (соляных озер). Тр. Всесоюз. НИИ Галургии, 1957, вып. XXXIV.
22. Долуханова Н.И. Ред. Геология Армянской ССР. Т. 1X. Изд-во АН Арм.ССР, Ереван, 1969.
23. Зайцев И.К., Толстихин Н.И. Закономерности распространения и формирования минеральных (промышленных и лечебных) подземных вод на территории СССР. Недра, М., 1972.
24. Иванов В.В., Невраев Г.А. Классификация подземных минеральных вод. Недра, М., 1964.

25. Иванов В.В., Овчинников А.М., Яропкий Л.А. Карта подземных минеральных вод СССР. Госгеолтехиздат, М., 1960.
26. Иванов В.В. Ред. Каталог минеральных вод СССР. Приложение к карте минеральных вод СССР масштаба 1:4 000 000. М., 1969.
27. Иванов В.В. Ред. Кавказские минеральные воды. Изд. Центр. ин-та курортологии и физиотерапии, М., 1972.
28. Карасева А.П. Закономерности распространения и условия формирования углекислых вод Забайкалья. Автореф. канд. дисс. ВСЕГИНГЕО, 1965.
29. Кашкай М.А. Минеральные источники Азербайджанской ССР. Аз.ССР, Баку, 1952.
30. Крюков П.А. Горные, почвенные и иловые растворы. Недра, Новосибирск, 1971.
31. Левченко В.М., Кадыров В., Казиев К. Углекислые источники Киргизии среди других углекислых вод Советского Союза. Тр. научно-практич. конф. НИИ курортологии и физиотерапии, Фрунзе, 1961.
32. Маврицкий Б.Ф. Термальные воды складчатых и платформенных областей СССР. Наука, М., 1971.
33. Макаренко Ф.А. Ред. Термальные воды СССР и вопросы их теплоэнергетического использования. АН СССР, М., 1963.
34. Макаренко Ф.А., Поляк Б.Г. Ред. Геотемпературное поле на территории СССР. В кн.: "Геологические результаты прикладной геофизики". Доклады на XXIII сессии МГК. Наука, М., 1968.
35. Максимов В.М. Ред. Справочное руководство гидрогеолога. Недра, Л., 1967.
36. Маринов Н.А., Пасека И.П. Трускавецкие минеральные воды. Недра, М., 1972.
37. Маринов Н.А., Попов В.Н. Гидрогеология Монгольской Народной Республики. Гостолтехиздат, М., 1963.
38. Овчинников А.М. Минеральные воды. Госгеолтехиздат, М., 1963.
39. Огильви А.Н. Курорты Кавказских минеральных вод и их минеральные источники. Международный ХУП геол. конгресс. АН СССР, М., 1937.
40. Павлов А.Н., Шемякин В.Н. Опыт геохимической классификации природных вод. Геохимия, 1967, № 12.
41. Пястелев И.Я. Эссентукские соляно-щелочные воды в системе Кавказских минеральных вод. АН СССР, М., 1963.
42. Пиннехер Е.В. Рассолы Ангаро-Ленского артезианского бассейна. Наука, М., 1966.
43. Плотников Н.А. Подземные йодо-бромные воды и их месторождения. Тр. МГРИ, 1958, т. XXXV.
44. Погорельская Н.С. Углекислые воды большого района Кавказских минеральных вод. Ставропольское книжное изд-во, 1973.
45. Посохов Е.В. Гидрохимия. Изд. Ростовского ун-та, 1965.
46. Посохов Е.В. Формирование химического состава подземных вод. Гидрометеониздат, Л., 1969.
47. Посохов Е.В. Происхождение соловых вод в природе. Гидрометеониздат, Л., 1969.
48. Посохов Е.В. Сульфатные воды в природе. Гидрометеониздат, Л., 1972.
49. Самарина В.С. Гидрохимическое опробование подземных вод. Изд-во ЛГУ, 1958.
50. Сергеев М.В. Минеральные воды. Калтан. Госмедиздат, М., 1931.
51. Сяли-Бекчурин А.И. Условия формирования соленых вод в аридных зонах Земли. В сб.: "Проблемы засоления почв и водных источников". Изд-во АН СССР, М., 1960.
52. Славянов Н.Н. Ред. Термы и газы Тянь-Шаня. АН СССР, М., 1938.

53. Соколов В.А. Геохимия газов земной коры и атмосферы. Недра, М., 1966.
54. Сулин В.А. Условия образования, основы классификации и состав природных вод. АН СССР, М., 1948.
55. Садыков Ж.С., Давлетгалиева К.М. Гидрохимические классификации и графики. Наука, Алма-Ата, 1974.
56. Тепловой режим недр СССР. Тр. ГИН АН СССР, 1970, вып. 218.
57. Ткачук В.Г., Толстихин Н.И. Ред. Минеральные воды южной части Восточной Сибири. Т. 1. АН СССР, Л., 1961.
58. Ткачук В.Г., Толстихин Н.И. Тилизация лечебных минеральных вод Сибири. В сб.: "Минеральные воды Восточной Сибири". АН СССР, М., 1963.
59. Череменин Г.А. Геотермия. Недра, Л., 1972.
60. Чихелидзе С.С. Минеральные воды. В сб.: "Природные ресурсы Грузинской ССР". Т. Ш, 1961.
61. Шагоянц С.А. Типы горизонтальной и вертикальной зональности артезианских бассейнов вод в бассейнах различных структур и факторы, определяющие их. Тр. Первого Укр. гидрогеологич. совещ. АН УССР, Киев, 1961.
62. Щербakov А.В. Геохимия термальных вод. Наука, М., 1968.
63. Шукaрев С.А. Физика и химия лечебных грязей. "Основы курортологии". Т.1, 1932.
64. Яроцкий Л.А. Ред. Мышьякoдepжaщие минеральные воды СССР. Тр.Центр. научно-иссл. ин-та курортологии и физиотерапии, 1973, т.ХХУ1.

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Глава I. ПОНЯТИЕ О МИНЕРАЛЬНЫХ ВОДАХ И КРИТЕРИИ ИХ ОЦЕНКИ...	3
1. Определение понятия	3
2. Оценка МВ	3
3. Признаки МВ	6
4. Нормы оценки МВ	7
5. Минеральная вода как полезное ископаемое	12
6. Цели и задачи учения о МВ	13
7. Краткая история исследований МВ.....	15
Глава II. КЛАССИФИКАЦИЯ	20
Глава III. ПРОИСХОЖДЕНИЕ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА	25
Глава IV. ГАЗОВЫЙ СОСТАВ	45
Глава V. ТЕМПЕРАТУРА	50
Глава VI. ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ И ПРОВИНЦИИ МИ- НЕРАЛЬНЫХ ВОД	55
Глава VII. МИНЕРАЛЬНЫЕ ВОДЫ БЕЗ СПЕЦИФИЧЕСКИХ КОМПОНЕНТОВ И СВОЙСТВ. ГРУППА А	74
Глава VIII. УГЛЕКИСЛЫЕ ВОДЫ. ГРУППА Б	78
Глава IX. СЕРОВОДОРОДНЫЕ (СУЛЬФИДНЫЕ) ВОДЫ. ГРУППА В	92
Глава X. ВОДЫ ЖЕЛЕЗИСТЫЕ, МЫШЬЯКОВИСТЫЕ И С ВЫСОКИМ СО- ДЕРЖАНИЕМ Mn , Zn , Al . ГРУППА Г	100
Глава XI. ВОДЫ БРОМИСТЫЕ, ЙОДИСТЫЕ И С ВЫСОКИМ СОДЕРЖАНИЕМ ОРГАНИЧЕСКИХ ВЕЩЕСТВ. ГРУППА Д	107
Глава XII. ВОДЫ РАДОНОВЫЕ. ГРУППА Е	111
Глава XIII. КРЕМНИСТЫЕ ТЕРМЫ. ГРУППА Ж	119
Глава XIV. ВОДЫ ПРОМЫШЛЕННОГО ЗНАЧЕНИЯ	128
Глава XV. МИНЕРАЛЬНЫЕ (СОЛЯНЫЕ) ОЗЕРА	135
Глава XVI. ЛЕЧЕБНЫЕ ГРЯЗИ	150
Глава XVII. МЕТОДИКА ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ МЕСТО- РОЖДЕНИЙ МИНЕРАЛЬНЫХ ЛЕЧЕБНЫХ ВОД	157
Л и т е р а т у р а	167

Исправления

Стр.	Строка	Напечатано	Должно быть
5	5-я снизу	аgva	aqva
21	10-я, 11-я снизу	по анионному составу на пять классов и по катионному составу - на девять подклассов	по составу и мине- рализации на де- вать классов
34	9-я снизу	концентрацию	концентрации
39	22-я сверху	палеогеновыми	палеогеновыми
95	8-я сверху, формула	C 77	Ca 77
118	1-я сверху	радием	радионом
124	3-я сверху, формула	Na 62 [Ca 37 Mg 1]	Na 62 Ca 37 [Mg 1]
127	7-я снизу	Кульбаджарской	Кельбаджарской
138	3-я снизу формула	Mo 25	Mg 25
152	4-я сверху	0,60001 мм	0,00001 мм

Н.И.Толстых, Е.В.Посохов
МИНЕРАЛЬНЫЕ ВОДЫ. Учебное пособие

Редактор Н.В.Левенберг
Корректор Ю.А.Кад

М-31698. 1.7.75. Печ. л. 10,6. Уч.-изд. л. 14,2 Изд. №41. Зак. 438
Тираж 600. Цена 75 коп.
РТП ЛПИ. Ленинград, 199026, 21 листа, 2.