

Е. В. ПОСОХОВ, Н. И. ТОЛСТИХИН

МИНЕРАЛЬНЫЕ ВОДЫ

ЛЕЧЕБНЫЕ,
ПРОМЫШЛЕННЫЕ,
ЭНЕРГЕТИЧЕСКИЕ

Scan Pirat



ЛЕНИНГРАД
„НЕДРА“
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
1977

Посохов Е. В., Толстихин Н. И. Минеральные воды (лечебные, промышленные, энергетические). Л., «Недра», 1977. 240 с.

В книге даются общая характеристика минеральных вод, история их изучения в СССР, типизация минеральных вод, рассматриваются закономерности распространения и провинции минеральных вод СССР. Описываются наиболее типичные месторождения лечебных подземных минеральных вод, начиная с группы минеральных вод без специфических компонентов и свойств и заканчивая группой кремнистых терм в соответствии с принятой в бальнеологической практике группировкой. Приводятся характеристика вод промышленного (иодо-бромных) и энергетического значения, а также методика гидрогеологических исследований. Описываются минеральные (соляные) озера и лечебные грязи и методика их исследований.

Книга рассчитана на гидрогеологов, а также специалистов, занимающихся вопросами использования лечебных вод, энергетики и водоснабжения.

Табл. 32, ил. 10, список лит. 246 назв.

ИБ № 1464

Ефим Васильевич Посохов

Нестор Иванович Толстихин

МИНЕРАЛЬНЫЕ ВОДЫ

(лечебные, промышленные,
энергетические)

Научный редактор Е. А. Басков. Редактор издательства З. Г. Сегаль. Технический редактор И. Г. Сидорова. Корректор В. Н. Малахова. Переплет художника Ю. И. Прошледова. Сдано в набор 23/II 1977 г. Подписано к печати 6/VII 1977 г. М-25079. Формат 60 × 90^{1/4}. Бумага типографская № 2. Печ. л. 15. Уч.-изд. л. 16,68. Тираж 4000 экз. Заказ 37/327. Цена 2 р. 40 к. Издательство «Недра». Ленинградское отделение, 193171, Ленинград, С-171, ул. Фарфоровская, 12. Ленинградская типография № 6 Союзполиграфпрома при Государственном комитете Советов Министров СССР по делам издательства, полиграфии и книжной торговли. 196006, Ленинград, М-6, Московский пр., 91.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	4
-----------------------	---

Часть I

ОБЩИЙ ОБЗОР

Глава 1. Понятие о минеральных водах, критерии их оценки . . .	5
Глава 2. Краткий очерк истории изучения	38
Глава 3. Типизация минеральных вод	42
Глава 4. Провинции минеральных вод СССР	64

Часть II

ПОДЗЕМНЫЕ МИНЕРАЛЬНЫЕ ВОДЫ

Минеральные воды лечебного значения

Глава 5. Лечебные воды без «специфических» компонентов и свойств	91
Глава 6. Углекислые воды	95
Глава 7. Сульфидные (сероводородные) воды	108
Глава 8. Железистые, мышьяковистые (и мышьяковые) воды и с высоким содержанием алюминия, меди, цинка и других металлов	112
Глава 9. Бромистые, иодистые и иодисто-бромистые воды	119
Глава 10. Воды типа нафтуса с высоким содержанием органических веществ	121
Глава 11. Радоновые воды	125
Глава 12. Кремнистые термы	130

Минеральные воды промышленного и теплоэнергетического значения

Глава 13. Минеральные воды промышленного значения	136
Глава 14. Минеральные воды теплоэнергетического значения	140

Методика гидрогеологических исследований минеральных вод

Глава 15. Общие методы исследований минеральных вод	147
Глава 16. Особенности методики исследований минеральных вод промышленного и энергетического значения	161

Часть III

МИНЕРАЛЬНЫЕ ОЗЕРА. ЛЕЧЕБНЫЕ ГРЯЗИ

Глава 17. Минеральные (соляные) озера	180
Глава 18. Лечебные грязи	203
Глава 19. Методика гидрогеологических исследований минеральных озер и грязей	217
Заключение	227
Список литературы	230

ПРЕДИСЛОВИЕ

За последние годы сформировалось новое представление о минеральных водах. Еще в начале XX в. термин «минеральные воды» был, по существу, синонимом термина «лечебные воды». В настоящее время к категории минеральных относятся воды не только лечебного, но и промышленного и тепло-энергетического значения. Объединение указанных природных вод различного практического назначения обосновывается тем, что это, по сути дела, одни и те же воды по условиям залегания и генезису; к тому же одна и та же вода может использоваться в одно и то же время или использовалась в разное время для лечебных или промышленных и других целей. Так, например, всякая подземная вода, обладающая высокой температурой, если не содержит вредных компонентов, может применяться для лечения, а при достаточно высоком дебите и напоре использоваться как источник получения энергии.

Воды подные и бромные издавна широко используются в бальнеологии. Однако при определенном содержании иода и брома, удовлетворяющем кондиционным требованиям, такие воды могут быть использованы для извлечения из них названных химических компонентов в промышленных целях. Поэтому в данной работе будут рассмотрены минеральные воды различного назначения. До сих пор подобного рода монографические работы были посвящены только минеральным лечебным (А. М. Овчинников, В. В. Иванов, Г. С. Вартамян и др.) или промышленным и лечебным водам (И. К. Зайцев, Н. И. Толстихин) или водам энергетического значения (К. Ф. Богородицкий, Б. Ф. Маврицкий и др.).

Авторы полагают, что выполненная ими работа будет представлять интерес для широкого круга читателей. Она может быть использована при поисках и разведке месторождений минеральных вод, соляных озер и грязей. Книга будет полезна также при проведении общих гидрогеологических исследований, гидрогеологических и геологических съемок.

Авторы не ставили своей задачей дать исчерпывающее освещение всех вопросов, связанных с минеральными водами и их изучением. Они будут весьма признательны всем лицам и организациям за замечания и поправки, которые смогут в дальнейшем улучшить настоящую работу.

При чтении книги рекомендуется пользоваться картами минеральных вод (издание Всесоюзного научно-исследовательского геологического института и Центрального научно-исследовательского института курортологии и физиотерапии) и грязей.

Большую помощь оказал авторам книги ее научный редактор профессор Е. А. Басков, которому авторы приносят глубокую благодарность. Авторы также благодарны профессорам М. Г. Валяшко, В. В. Иванову, В. М. Максиму за активную помощь в подготовке книги.

Часть I

ОБЩИЙ ОБЗОР

Глава 1

ПОНЯТИЕ О МИНЕРАЛЬНЫХ ВОДАХ, КРИТЕРИИ ИХ ОЦЕНКИ

Наряду с обычными пресными и слабосоленоватыми водами, которые повсеместно используются как питьевые, водопойные, хозяйственные, технические, в природе существуют такие разнообразные по своим свойствам природные воды, которые не всегда могут быть использованы для указанных целей. Это холодные и горячие воды лечебного и промышленного значения или только горячие теплоэнергетические. Такие воды называются минеральными (МВ).

Это утилитарное производственное определение понятия «минеральные воды» должно быть дополнено общим — естественно-историческим: к природным минеральным водам относятся те, которые обладают повышенной минерализацией, сверхкларковым содержанием специфических компонентов, высокой температурой или высокой радиоактивностью. В иной формулировке к минеральным следует относить природную воду, которая веществом и энергией (тепловой, окислительно-восстановительной, ядерно-лучистой) достоверно и существенно отличается от обыкновенных подземных вод [243].

Понятие «минеральные воды» не следует путать с понятием «минерализованные воды». В широком смысле слова все природные воды в той или иной мере минерализованы, начиная от снеговых вод, минерализация которых наименьшая на Земле, а в центральных районах Антарктиды снижается до 3—4 мг/л, и кончая крепкими и сверхкрепкими рассолами Ангаро-Ленского артезианского бассейна, минерализация которых достигает 500—600 г/л. В узком смысле слова к минерализованным относят воды с концентрацией солей свыше 1—2 г/л. Такие воды часто встречаются среди грунтовых вод аридных областей и в верхних артезианских водоносных горизонтах. Среди них находятся как лечебные, так и другие минеральные воды, но большая часть их к минеральным не относится. Вместе с тем среди МВ имеются и такие, концентрация солей в которых менее 1 г/л.

Согласно В. М. Севергину и В. И. Вернадскому [37], к минеральным следует отнести: 1) воды Мирового океана; 2) воды минеральных озер; 3) минеральные подземные воды (включая воды грязевых вулканов). Воды океанов и морей, хотя они используются в промышленности и бальнеологии, в данной работе не рассматриваются. Минеральные озера (и грязи), подземные минеральные воды 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 неминеральных? Один из основоположников учения о минеральных водах СССР А. Н. Огильви писал в 1932 г., что мы не знаем признаков ни химических, ни физических, ни геологических, которые позволили бы ясно и точно определить эти понятия (лечебная минеральная вода). Несмотря на то что термин «минеральная вода» вошел в литературу еще в XVI в., до настоящего времени не удавалось дать четкого научно сформулированного его определения. Не существует какого-то характерного единого признака, который бы легко отличал минеральную лечебную воду от обычной пресной или соленой. Ценность любой минеральной лечебной воды заключается в ее лечебных свойствах, и, казалось бы, этот признак следует положить в основу. Действительно, некоторые врач-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 назвать лечебной обыкновенную водопроводную воду, употребляемую с лечебной целью в виде душей и ванн. Еще большие затруднения возникли бы у гидрогеологов при поисках лечебных вод, поскольку это (лечебное) свойство 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 все природные воды в той или иной мере минерализованы. Быть может, слово «минеральные» означает воды с более высокой минерализацией, чем обычные? Действительно, иногда называют минеральной такую воду, в которой содержание общего количества растворенных веществ превышает 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 наличием в них в небольшом количестве

таких компонентов, которые оказывают на организм человека терапевтически активное «специфическое» влияние и способствуют исцелению от недугов. Эти вещества получили название физиологически активных или специфических (например иод, бром, мышьяк 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, целебное свойство которых обусловлено не минеральной, а органической составляющей. К минеральным лечебным относятся и радоновые воды, содержащие радон — эманацию радия. По своему общему составу и минерализации они нередко ничем не отличаются от обычных пресных вод.

Физические признаки, например температура воды, также не всегда являются показателями МВ. Существует большая группа холодных МВ с температурой обычных холодных вод от 0 до 20° С. Высокая температура воды тоже не всегда характерна. Природная вода при благоприятных условиях может нагреться лучами солнца до температур свертывания белка (55—75° С). Однако вода, нагретая солнцем, относится к гелиотермам и термальной лечебной и теплоэнергетической не считается. По геологическим и гидрогеологическим признакам тоже не всегда можно выделить МВ. Нередко в близких условиях выходят пресные и минеральные источники; разграничить пресные и минеральные подземные воды не всегда возможно.

На ранних этапах геологического изучения подземных МВ высказывалось мнение об их необычной природе и глубинном происхождении. По мере накопления фактов это мнение постепенно рассеялось. Действительно, некоторые МВ, 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. Существуют, наконец, большая группа минеральных озер и воды Мирового океана.

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 необходимо учитывать совокупность условий и признаков.

Признаки МВ. В ряде случаев без особого труда, даже во время полевых маршрутов при гидрогеологических исследованиях можно выделить МВ по температуре, химическому и газовому составу, радиоактивности и пр.

Внешние признаки. По запаху отличимы 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 свободно выделяющегося (спонтанного) газа в головке источника — углекислые

воды; по цвету и составу отложений источника: охра красно-бурого оттенка — железистые воды, белые известковые отложения (травертины, известковые туфы) — углекислые кальциевые воды, фтороносные гейзериты — фтористые гидротермы, кремнистые туфы, гейзериты — кремнистые термы.

Температура. Горячие воды можно выявить по ощущению и измерением температуры. Важно, чтобы горячая вода вытекала с глубины, а не нагревалась солнцем на поверхности. В тихий морозный день горячий Белокурихинский источник на Алтае виден издали по восходящему столбу белого пара.

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

Радиоактивность. При определении радона от 5 нкюри/л и более воды относятся к минеральным радоновым *.

Опыт использования воды в лечебных целях и для выварки поваренной соли. Эти признаки, выявляемые при опросе населения, позволяют установить место выхода источника для постановки на нем контрольных исследований.

Таковы некоторые признаки МВ. Однако для обоснованного отнесения воды к минеральной необходимо соответствующее их изучение и сопоставление полученных данных с принятыми в СССР или других странах показателями и нормами МВ.

К л а с с и ф и к а ц и о н н ы е п о к а з а т е л и МВ. Чтобы правильно подойти к оценке МВ, провести их классификацию по различным показателям и определить с учетом гидрогеологической обстановки тип воды и, наконец, обосновать оценку МВ согласно существующим в бальнеологии, промышленности и теплоэнергетике нормам, следует всесторонне изучить физические, химические и другие свойства воды, а также гидрогеологические условия их залегания.

Оценка МВ, как и всех природных вод, может проводиться по разным классификационным показателям:

- 1) степени минерализации;
- 2) солевому и ионному составу:
 - а) составу макрокомпонентов;
 - б) составу микрокомпонентов;
- 3) содержанию органических веществ;
- 4) кислотности — щелочности и окислительно-восстановительному потенциалу (рН и Eh);
- 5) радиоактивности;
- 6) газовому составу;
- 7) температуре;
- 8) дебиту;
- 9) микробиологии;
- 10) природным изотопам.

* 1 нкюри/л = 10 эманам = 2,8 ед. Махе.

Значения упомянутых показателей для каждой группы МВ (лечебных, промышленных, термоэнергетических) находятся в пределах, которые диктуются исходя из практических интересов использования вод, о чем сказано ниже. Здесь мы рассмотрим общие показатели МВ как природных образований независимо от их практического использования. Эти показатели при оценке МВ любого назначения имеют большое научное и производственное значение при решении теоретических вопросов закономерностей размещения, условий формирования, происхождения МВ, их оценки как полезных ископаемых, их классификации и типизации и т. д.

Степень минерализации. Различные предложения по оценке вод по степени их минерализации приводятся в работах многих авторов (В. И. Вернадский [37], И. К. Зайцев [77], В. В. Иванов [83] и др.).

Положив в основу опыт предшественников, можно предложить следующую квалификацию поверхностных и подземных природных вод в жидкой и твердой фазе (лед ледников и снег), приведенную в табл. 1. Согласно этой классификации природные воды разделяются на три большие группы: пресные с минерализацией менее 1 г/кг (1 г/л), соленые с минерализацией от 1 до 35 г/кг

Т а б л и ц а 1

Классификация природных вод по минерализации, по Н. И. Толстихину, 1975 г.

Группа	Индекс	Подгруппа	Минерализация, г/кг
Пресные, менее 1 г/кг	A _{0,01}	Сверхпресные	Менее 0,01
	A _{0,03}	Весьма пресные	0,01—0,03
	A _{0,1}	Очень пресные	0,03—0,1
	A _{0,3}	Особо пресные	0,1—0,3
	A _{0,5}	Умеренно пресные	0,3—0,5
Соленые, 1—35 г/кг	A ₁	Пресноватые	0,5—1,0
	B ₃	Слабосоленоватые	1,0—3
	B ₅	Умеренно соленоватые	3—5
	B ₁₀	Сильносолоноватые	5—10
	B ₂₅	Слабосоленые	10—25
	B ₃₅	Умеренно соленые	25—35
	B	Нормально соленые	35
Рассолы, более 35 г/кг	V ₅₀	Повышенно соленые (весьма слабые рассолы)	35—50
	V ₇₅	Слабые рассолы	50—75
	V ₁₃₀	Средней крепости — умеренно крепкие рассолы	75—130
	V ₂₇₅	Крепкие рассолы	130—275
	V ₃₂₅	Очень крепкие рассолы	275—325
	V ₃₇₀	Весьма крепкие рассолы	325—370
	V > 370	Сверхкрепкие рассолы	Свыше 370

(36 г/л) и рассолы с минерализацией свыше 35 г/кг. Каждая группа вод разделяется на подгруппы; по шесть подгрупп в первой и второй и семь — в третьей. Среди пресных вод выделяются сверхпресные с минерализацией менее 10 мг/л. Это, например, льды Центральной Антарктиды [160], льды и снег горных ледников. Подгруппа весьма пресных вод (0,01—0,03 г/л) характерна для атмосферных осадков. Подгруппа очень пресных вод (0,03—0,1 г/л) часто встречается среди грунтовых вод тундры, высоких гор, к этой же подгруппе принадлежат воды оз. Байкал и многих горных рек. Особо пресные (0,1 до 0,3 г/л) — грунтовые воды зоны лесов, средних гор, многих озер и рек.

Некоторые радоновые источники Забайкалья характеризуются минерализацией от 0,01 до 0,03 г/л и выше, т. е. относятся к весьма пресным, очень пресным и особо пресным. Умеренно пресные (0,3—0,5 г/л) — грунтовые воды лесостепной зоны, низких гор, некоторых источников Прибайкалья, Камчатки и др. Пресноватые воды (0,5—1,0 г/л) — грунтовые воды степей и полупустынь, рек и озер аридной зоны, многих термальных и минеральных углекислых источников.

Далее следует группа соленых вод: слабосоленоватые 1—3 г/л; умеренно солоноватые 3—5 г/л и сильносоленоватые 5—10 г/л [187]. Солоноватые воды широко распространены в аридных областях земли, в верхних артезианских водоносных горизонтах. К ним относятся многие питьевые минеральные воды разного химического и газового состава. Помимо солоноватых к группе соленых вод относятся собственно соленые воды, в их числе слабосоленые с минерализацией 10—25 г/л и умеренно соленые с минерализацией 25—35 г/л. Минерализация 36 г/л или 35 г/кг в среднем характеризует огромные массы вод Мирового океана. Воды с такой минерализацией можно назвать нормально солеными. К ним относятся также некоторые минеральные воды глубоких частей артезианских бассейнов.

Соленые воды характерны для морей гумидных областей земного шара. Воды с минерализацией 35—50 г/кг встречаются в морях аридных областей и должны быть отнесены к повышенно соленым (крепкосоленым) или к очень слабым рассолам. Эта подгруппа вод является переходной между солеными и рассольными водами. Она характерна также для глубоких и умеренно глубоких частей некоторых артезианских бассейнов. Впервые она была выделена В. И. Вернадским [37].

Затем следует группа собственно рассолов. Слабые рассолы (50—75 г/кг) характеризуют интервал минерализации, при котором создаются оптимальные условия садки доломита при упаривании морской воды. В пределах интервала минерализации средних по крепости рассолов (75—130 г/кг) при упаривании морской воды садка доломита продолжается. По достижении концентрации 131 г/кг начинается садка гипса, поэтому интервал 130—275 г/кг характеризует гипсовую стадию сгущения рапы. При concentra-

ции 275,3 г/кг начинается садка галита [33]. Галитовая стадия сгущений рапы характеризуется интервалом минерализации 275—325 г/кг и присуща очень крепким рассолам. При сгущении рапы до 325 г/кг начинается садка эпсомита ($MgSO_4 \cdot 7H_2O$). Одновременно выпадают гипс и галит. При концентрации 327,6 г/кг начинается садка сильвина (KCl) при одновременной садке галита и эпсомита. Наконец, при достижении 345,5 г/кг выпадает карналлит ($KCl \cdot MgCl_2 \cdot 6H_2O$) при сопутствующей садке сильвина и эпсомита. Рассолы во всем интервале садки калийных и магниевых солей (325—370 г/кг) можно отнести к весьма крепким. По достижении концентрации 371 г/кг — эвтоника. Поэтому рассолы с концентрацией свыше 370 г/кг относятся к сверхкрепким [33].

Природные МВ охватывают очень широкий диапазон по степени минерализации. К наименее минерализованным очень пресным МВ принадлежат, например, тувинские источники: Сайлыгские с минерализацией 0,07 г/л и Байтальские 0,08 г/л [96]. Все это холодные радоновые воды. Значительно чаще встречаются особо пресные и умеренно пресные МВ. К ним относятся многочисленные термы Прибайкалья и некоторые углекислые источники Забайкалья, а также многочисленные холодные радоновые воды гранитных массивов Украины, Урала, Карелии и Забайкалья. Еще чаще встречаются пресноватые МВ разного состава. Преобладают соленые и рассольные воды многочисленных артезианских бассейнов СССР. Наиболее высокой концентрацией — до 300—400 г/кг (400—600 г/л) и более — характеризуются рассолы Ангаро-Ленского и других артезианских бассейнов, сложенных соленосными толщами.

Все эти весьма и сверхкрепкие рассолы относятся к хлоридным кальциевым по первым преобладающим ионам. В целом минерализация определяет в известной мере и состав минеральных вод. Вот почему при характеристике минеральных вод одним из важных показателей является минерализация. Велико ее значение при решении генетических и прикладных вопросов.

Ионный состав (макро- и микрокомпоненты). При оценке МВ по ионному составу учитываются макро- и микрокомпоненты. Одна из ранних классификаций минеральных лечебных вод была предложена в СССР В. А. Александровым и введена в практику бальнеологии [3]. Более совершенна классификация минеральных лечебных вод по ионному составу и минерализации, разработанная В. В. Ивановым и Г. А. Невраевым [83]. Однако обе классификации преследуют узкопрактические цели: предназначены для «лечебного дела».

Более полная классификация природных вод по ионному составу была предложена еще в 1935 г. Н. И. Толстихиным (табл. 2). Согласно этой классификации природные воды по *макрокомпонентам* подразделяются: по преобладанию анионов на хлоридный (Cl), сульфатный (SO_4) и гидрокарбонатный (HCO_3) типы

Таблица 2

Схема классификации вод по ионному составу, по Н. И. Толстихину (1935—1976 гг.)

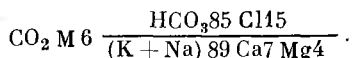
Типы вод по анионам $3 \times 1 = 3$	Гидрокарбонатный HCO_3	Сульфатный SO_4	Хлоридный Cl
Подтипы по катионам $3 \times 3 = 9$	Ca; Mg; Na	Ca; Mg; Na	Ca; Mg; Na
Классы по анионам $9 \times 3 = 27$	HCO_3 ; $\text{HCO}_3\text{—SO}_4$; $\text{HCO}_3\text{—Cl}$ Ca; Mg; Na	SO_4 ; $\text{SO}_4\text{—HCO}_3$; $\text{SO}_4\text{—Cl}$ Ca; Mg; Na	Cl ; Cl—HCO_3 ; Cl—SO_4 Ca; Mg; Na
Подклассы по катионам $9 \times 9 = 81$	HCO_3 ; $\text{HCO}_3\text{—SO}_4$; $\text{HCO}_3\text{—Cl}$ Ca; Ca—Mg; Ca—Na Mg; Mg—Ca; Mg—Na Na; Na—Ca; Na—Mg	SO_4 ; $\text{SO}_4\text{—HCO}_3$; $\text{SO}_4\text{—Cl}$ Ca; Ca—Mg; Ca—Na Mg; Mg—Ca; Mg—Na Na; Na—Ca; Na—Mg	Cl ; Cl—HCO_3 ; Cl—SO_4 Ca; Ca—Mg; Ca—Na Mg; Mg—Ca; Mg—Na Na; Na—Ca; Na—Mg
Семейства по анионам $15 \times 9 = 135$	HCO_3 ; $\text{HCO}_3\text{—SO}_4$; $\text{HCO}_3\text{—Cl}$ $\text{HCO}_3\text{—SO}_4\text{—Cl}$; $\text{HCO}_3\text{—Cl—SO}_4$ Ca; Ca—Mg; Ca—Na Mg; Mg—Ca; Mg—Na Na; Na—Ca; Na—Mg	SO_4 ; $\text{SO}_4\text{—HCO}_3$; $\text{SO}_4\text{—Cl}$ $\text{SO}_4\text{—HCO}_3\text{—Cl}$; $\text{SO}_4\text{—Cl—HCO}_3$ Ca; Ca—Mg; Ca—Na Mg; Mg—Ca; Mg—Na Na; Na—Ca; Na—Mg	Cl ; Cl—HCO_3 ; Cl—SO_4 $\text{Cl—HCO}_3\text{—SO}_4$; $\text{Cl—SO}_4\text{—HCO}_3$ Ca; Ca—Mg; Ca—Na Mg; Mg—Ca; Mg—Na Na; Na—Ca; Na—Mg
Роды по катионам $15 \times 15 = 225$	HCO_3 ; $\text{HCO}_3\text{—SO}_4$; $\text{HCO}_3\text{—Cl}$ $\text{HCO}_3\text{—SO}_4\text{—Cl}$; $\text{HCO}_3\text{—Cl—SO}_4$ Ca; Ca—Mg; Ca—Na Ca—Mg—Na; Ca—Na—Mg Mg; Mg—Ca; Mg—Na Mg—Ca—Na; Mg—Na—Ca Na; Na—Ca; Na—Mg Na—Ca—Mg; Na—Mg—Ca	SO_4 ; $\text{SO}_4\text{—HCO}_3$; $\text{SO}_4\text{—Cl}$ $\text{SO}_4\text{—HCO}_3\text{—Cl}$; $\text{SO}_4\text{—Cl—HCO}_3$ Ca; Ca—Mg; Ca—Na Ca—Mg—Na; Ca—Na—Mg Mg; Mg—Ca; Mg—Na Mg—Ca—Na; Mg—Na—Ca Na; Na—Ca; Na—Mg Na—Ca—Mg; Na—Mg—Ca	Cl ; Cl—HCO_3 ; Cl—SO_4 $\text{Cl—HCO}_3\text{—SO}_4$; $\text{Cl—SO}_4\text{—HCO}_3$ Ca; Ca—Mg; Ca—Na Ca—Mg—Na; Ca—Na—Mg Mg; Mg—Ca; Mg—Na Mg—Ca—Na; Mg—Na—Ca Na; Na—Ca; Na—Mg Na—Ca—Mg; Na—Mg—Ca

Дальнейшее деление вод на подотряды, виды, подвиды и разновидности по идее данной классификации производится по микрокомпонентам.

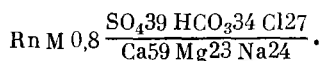
и по катионному составу на натриевый (Na), магниевый (Mg) и кальциевый (Ca) подтипы. Таким путем выделяются девять групп вод (табл. 2). Эти девять основных групп вод по преобладанию анионов и катионов нашли применение в классификации О. А. Алекина [2] и были приняты многими гидрогеологами. Более детальная характеристика вод по анионам позволяет выделить классы (с учетом второго ведущего аниона), а по катионам (с учетом второго катиона) подклассы. Наконец, в отдельных случаях при примерно одинаковом содержании анионов и катионов принимается во внимание и третий по значению ион и выделяются семейства по анионам и роды по катионам.

В зависимости от степени детальности исследований и поставленных задач за «ведущий ион», т. е. входящий в классификацию, принимается тот, содержание которого составляет ≥ 25 или ≥ 20 , а при большей детализации $\geq 10\%$ -экв.

При оценке вод по ионному составу наряду с главными ионами (Cl, SO₄, HCO₃, Ca, Mg, Na) в одинаковой мере учитываются и другие менее распространенные (H₄SiO₄, NO₃, CO₃, NH₄, Fe, Al и др.). При этом сохраняются те же принципы выделения типов, подтипов, классов, подклассов и других классификационных единиц. Ведущие ионы, т. е. ионы, содержащиеся в водах в количествах, превышающих нижние нормы, входят в номенклатуру вод по составу. При этом при наименовании вод по ионному составу ионы располагаются в порядке уменьшения их содержания, вначале анионы, затем катионы. Так, например, боржомская вода по формуле Курлова * имеет следующий состав:



По ионному составу она относится к типу гидрокарбонатных, подтипу натриевых, классу гидрокарбонатных, подклассу натриевых вод. Название воды по ионному составу: (хлоридно-)гидрокарбонатнонатриевая. Приведем более сложный пример. Цхалтубская вода имеет следующий состав по формуле Курлова:



По ионному составу эта вода типа сульфатного, подтипа кальциевого, класса гидрокарбонатно-сульфатного, подкласса магниевокальциевого, семейства хлоридно-гидрокарбонатно-сульфатного, рода натриевомагниевокальциевого. Название воды: пресноватая хлоридно-гидрокарбонатно-сульфатная натриевомагниевокальциевая радоновая.

* В работе используются формулы изображения состава воды, предложенные М. Г. Курловым [115].

Наряду с оценкой вод по ионному составу, необходимо учитывать и соотношения между ионами, позволяющие судить о направленности процессов преобразования природных вод [2, 33]. В настоящее время выделяется пять типов соотношений главных ионов.

I тип — $\text{CO}_3 + \text{HCO}_3 > \text{Ca} + \text{Mg}$

II тип — $\text{CO}_3 + \text{HCO}_3 < \text{Ca} + \text{Mg} < \text{CO}_3 + \text{HCO}_3 + \text{SO}_4$;

III тип — $\text{CO}_3 + \text{HCO}_3 + \text{SO}_4 < \text{Ca} + \text{Mg}$; при $\text{Na} < \text{Cl} < \text{Mg} + \text{Na}$

IV тип — $\text{CO}_3 + \text{HCO}_3 + \text{SO}_4 < \text{Ca} + \text{Mg}$; при $\text{Na} + \text{Mg} < \text{Cl}$

V тип — $\text{HCO}_3 + \text{CO}_3 = 0$; $\text{HCl} + \text{H}_2\text{SO}_4 > 0$.

Как видно, первый тип характеризуется наличием в водном растворе соединений бикарбонатов и карбонатов натрия (соды), второй — присутствием сульфатов натрия, третий — хлоридов магния, четвертый — хлоридов кальция, пятый — свободных серной или соляной кислот. Классификация природных вод по соотношению ионов наиболее широко применяется в нефтяной гидрогеологии и в учении о минеральных озерах.

Компоненты, содержащиеся в природных водах в относительно незначительных концентрациях (по сравнению с ведущими компонентами), называются обычно *микрокомпонентами* (или микроэлементами). К ним относятся, например, иод, бром, фтор, литий, бор, стронций, разнообразные металлы, радиоактивные элементы. Их концентрации в пресных и слабосоленых водах обычно составляют десятки и сотые доли, в соленых водах иногда десятки миллиграммов на 1 л, в высококонцентрированных рассолах — до нескольких граммов на 1 л. По микрокомпонентному составу минеральные воды оцениваются исходя из кондиций, предъявляемых к промышленным и лечебным водам. Лечебные воды по наличию в них специфических микрокомпонентов, определяющих лечебное значение вод, предлагается называть иодистыми, бромистыми и т. п., а промышленные воды на те же компоненты — соответственно иодными, бромными и т. д.

Разрабатываются различные классификации микрокомпонентов природных вод. Здесь можно указать на группировку микрокомпонентов, предложенную Е. А. Басковым и С. Н. Суриковым в 1975 г. Согласно этой классификации среди микрокомпонентов природных вод выделяются 12 характерных групп [13].

1. Группа металлических рудных, среди которых выделяются 4 подгруппы:

подгруппа меди. Золото, серебро, медь;

подгруппа цинка. Ртуть, кадмий, цинк;

подгруппа германия. Германий, олово, свинец;

подгруппа галлия. Галлий, индий, таллий.

2. Группа металлоидных и металлогенных элементов. Мышьяк, сурьма.

3. Группа железа. Титан, ванадий, хром, марганец, железо, кобальт, никель.

4. Группа молибдена. Молибден, вольфрам.
5. Группа щелочных металлов. Натрий *, калий *, литий, рубидий, цезий; из них к редким щелочам относятся литий, рубидий, цезий.
6. Группа бериллия. Бериллий, стронций, барий.
7. Группа редких земель. Скандий, цирконий, иттрий.
8. Алюминий и кремний.
9. Фосфор.
10. Бор.
11. Группа галлоидов. Хлор *, бром, иод, фтор.
12. Группа радиоактивных элементов. Уран, радий, торий, радон.

Все эти компоненты состава мы согласно с М. Г. Валяшко (1942 г.), С. Р. Крайновым (1971 г.), Б. Э. Зауташвили (1975 г.) и другими разделяем на: 1) катионогенные — Cu, Zn, Pb, Hg, Li, Rb, Cs и др., 2) анионогенные — As, V, W, Sb, Ge и др., 3) элементы-гидролизаты и комплексообразователи — Be, Ta?, Nb, редкоземельные элементы и др. [105].

С прикладной точки зрения среди микрокомпонентов различаются: 1) специфические лечебные — мышьяк, железо, бром, иод, радон, 2) запретительные — ванадий, мышьяк, ртуть, свинец, селен, фтор, хром, уран, радий, 3) промышленно ценные — бром, иод, бор, литий, германий, радий и др. Основные показатели оценки МВ по специфическим, запретительным и промышленно ценным компонентам приведены ниже (см. табл. 10, 11, 12). Следует учитывать большое значение отдельных микрокомпонентов состава и их ассоциаций как поисковых показателей при гидрохимических поисках различных месторождений полезных ископаемых.

Все сказанное убедительно свидетельствует о необходимости изучения наряду с макрокомпонентами также и микрокомпонентов состава МВ.

Содержание органических веществ. В МВ присутствуют разнообразные органические соединения: гумусовые вещества, смолы, масла, фенолы, углеводы, аминокислоты, летучие эфиры, ароматические углеводороды, летучие амины и др. [237]. Общее содержание их в водах колеблется обычно от 20—25 до 800—1000 мг/л и более (приконтурные воды нефтяных и газоконденсатных месторождений). Общее количество органических веществ в водах выражается суммой трех групп органического вещества: 1) нелетучих, 2) летучих основных и нейтральных, 3) летучих кислотных. В группу нелетучих соединений могут входить смолы, гумусовые вещества, масла, углеводы, фенолы и др., в группу летучих основных и нейтральных — летучие эфиры, летучие спирты, летучие фенолы, ароматические углеводороды, летучие амины и др., в группу летучих кислотных — уксусная, стеариновая кислоты и др. Средние содержания органического углерода в подземных водах некоторых гидрогеологических районов приведены в табл. 3.

* Относятся к макрокомпонентам состава.

Таблица 3

Содержание органического углерода
в подземных водах [237 и др.], мг/л

Район	Грунтовые воды	Артезиан- ские воды об- ластей стока	Воды нефтяных месторождений		Артезиан- ские воды областей разгрузки
			закоп- турные	прикон- турные	
Ангаро-Ленский бассейн	40	49,7	32,4	109,5	41,7
Азово-Кубанский бассейн	24	—	295	381	121,5
Западно-Туркменский бас- сейн	29,1	52,3	45,5	59,2	45,1
Камчатская складчатая об- ласть	23,1	47	—	—	24
Алдавская складчатая об- ласть	37,6	—	—	—	—

Нелетучие органические соединения составляют обычно 10—15% от всей массы органического вещества, летучие основные и нейтральные — 60—70%. В водах нефтегазовых месторождений летучие кислотные компоненты достигают 60—70% от общего количества органического вещества.

Органические вещества в МВ, особенно в слабоминерализованных, несомненно, имеют лечебное значение. Однако минеральных вод, лечебное значение которых связывается исключительно с наличием органических веществ, известно очень мало. Наиболее популярны воды источника Нафтуса в Предкарпатье [130, 237].

Кислотность — щелочность (рН) и окислительно-восстановительный потенциал (Еh). Геохимическая активность минеральных вод, формы нахождения в них различных компонентов состава и элементов зависят от значений рН и Еh. По значению рН воды подразделяются на ряд групп (см. табл. 10). В физико-химическом отношении это наиболее обосновано А. Н. Павловым и В. Н. Шемякиным. Значение Еh в природных водах колеблется от —400 до +700 мв. Для окислительных (с наличием свободного кислорода) сред характерны положительные значения Еh, для восстановительных (содержащих сероводород) — отрицательные.

Величины рН и Еh в совокупности дают важную характеристику геохимических особенностей воды. Поэтому при изучении минеральных вод целесообразно использовать диаграмму А. Н. Павлова и В. Н. Шемякина. На этой классификационной диаграмме выделены зоны I—XIX, которые характеризуют группы вод по окислительно-восстановительным и кислотно-основным свойствам [2].

Радиоактивность. К радиоактивным относятся воды с содержанием радона более 5 нкюри/л, радия более $1 \cdot 10^{-11}$ г/л, урана — более $3 \cdot 10^{-5}$ г/л [144]. Выделяется несколько групп радиоактив-

ных вод: радоновые, радиевые, урановые, урано-радиевые, урано-радоновые, урано-радоно-радиевые и радоно-радиевые [144, 132]. Для лечебных целей наибольший интерес представляют воды с повышенными содержаниями радона. Для этих вод может быть предложена классификация по радону (независимо от наличия других радиоактивных элементов), приведенная в табл. 4.

Т а б л и ц а 4

Классификация вод по радону,
по Н. И. Толстихину (1976 г.)

Воды	Содержание, нкюри/л
Очень слаборадоновые	1,0—5,0
Слаборадоновые	5,1—10,0
Умеренно радоновые	10,1—40,0
Сильнорадоновые	40,1—100,0
Очень сильнорадоновые	100,1—200,0
Весьма сильнорадоновые	Свыше 200,0

При оценке радоновых источников важно знать не только концентрацию радона в МВ, но и дебит источника (скважины). Источники с одинаковой радиоактивностью по содержанию радона, но с разным дебитом будут представлять различную ценность в отношении возможностей их использования. Поэтому полезно определять «радоновую ценность» источника, под которой понимается произведение концентрации радона, нкюри/л, на дебит источника, л/сек:

$$M_{Rn} = CQ.$$

При изучении радоновых вод можно пользоваться также понятием «радиоактивная мощность» источника, под которой понимается масса радия, в миллиграммах, способная дать то же количество эманации, что и изучаемый источник

$$M_R = \frac{QC}{7500},$$

где Q — дебит источника, л/ч; C — радиоактивность воды, нкюри/л.

При оценке ресурсов радоновых вод следует исходить из значения радоновой ценности M_{Rn} и радиоактивной мощности M_R источника с учетом табл. 4.

Газовый состав. Газы являются постоянной частью МВ. Они присутствуют в водах в виде молекулярных растворов. В составе газов МВ различают главные газы и газы-примеси. Главные — это обычно азот, метан, углекислота. В зависимости от преобладания тех или иных газов различаются воды азотные, метановые, углекислые. Газы-примеси иногда составляют значительную часть

общего количества газов. Это тяжелые углеводороды (этан и др.), сероводород, кислород, водород. Наконец, в небольшом количестве почти всегда присутствуют газы групп аргона (аргон, ксенон и криптон) и гелия (гелий и неон), а также радиоактивные — радон и др. Общая классификация главных газов природных вод приведена в табл. 5.

Т а б л и ц а 5

Классификация главных газов МВ,
по Е. А. Баскову, Н. И. Толстихину
(1976 г.)

Группа газов	Подгруппа *	Примечание
Азотные ($N_2 > 50$, об. %)	Азотная, кислородноазотная, углекислоазотная, метановоазотная	МВ 2-й провинции — молодых и омоложенных гидрогеологических складчатых областей (сейсмогенные) и 3-й провинции
Углекислые (об. %) ($CO_2 > 50$, об. %)	Углекислая, сероводородноуглекислая, азотноуглекислая, метановоуглекислая	МВ 1-й провинции — молодых и омоложенных гидрогеологических складчатых областей (вулканогенные)
Метановые (об. %) ($CH_4 > 50$, об. %)	Метановая, азотнометановая, углекислометановая, сероводороднометановая	МВ 3-й провинции — артезианских бассейнов (талассогенные)

* Подгруппа выделяется при содержании газа в воде свыше 10 об. %.

Азот в МВ имеет в основном атмосферное происхождение. Он характерен для грунтовых и верхних артезианских вод. В областях молодого орогенеза по тектоническим разломам растворенный в водах азот проникает на глубины 2—3 км и более и является основной частью газов развитых здесь гидротерм.

Углекислые и особенно сероводородноуглекислые газы наиболее типичны для областей современной и недавно угасшей (кайнозойской) вулканической деятельности (Курило-Камчатская область, Кавказ, Забайкалье и др.). Углеводородные газы (метан и тяжелые углеводороды) широко распространены в артезианских бассейнах, богатых органикой. В артезианских бассейнах, содержащих пласты гипса и ангидрита, частой примесью в газах является сероводород. Кислород присутствует в водах верхних водоносных горизонтов, чаще до глубины 100—200 м.

Растворимость газов в воде зависит от их химической природы, температуры, давления и минерализации воды. В табл. 6 приведена растворимость в воде наиболее распространенных газов.

Таблица 6

Растворимость некоторых газов в воде, мг/л, при различной температуре и парциальном давлении 1 ат [200]

$t^{\circ}\text{C}$	O ₂	CO ₂	H ₂ S	$t^{\circ}\text{C}$	O ₂	CO ₂	H ₂ S
0	69,48	3347	7027	18	45,15	1789	4089
2	65,76	3091	6589	20	43,39	1689	3929
4	63,34	2872	6178	25	39,32	1450	3432
6	59,20	2681	5795	30	35,88	1250	—
8	56,33	2491	5441	35	33,15	1106	—
10	53,70	2319	5112	40	30,81	974	—
12	51,29	2166	4823	45	28,60	862	—
14	49,08	2033	4556	50	26,57	762	—
16	47,03	1904	4309				

Растворимость газов при небольших давлениях подчиняется закону Генри: количество растворенного газа пропорционально коэффициенту его растворимости и давлению. При постоянном давлении повышение температуры и минерализации воды вызывает уменьшение растворимости газов. Некоторые данные о растворимости газов при повышенных давлениях и температурах приведены в табл. 7 [200].

В том случае, когда парциальное давление насыщения (упругость) данного растворенного газа * превышает гидростатическое давление, этот газ начинает переходить в свободную фазу. В частности, при миграции подземных МВ, насыщенных газами, к дневной поверхности по зонам разломов вследствие падения давления обычно происходит дегазация вод и возникают газирующие источники.

Температура. Температура воды определяет ее фазовое состояние, структуру, физические и химические свойства. Поэтому при оценке МВ необходимо учитывать и их температуру. Диапазон температурных изменений МВ чрезвычайно велик: от минус 5—10 до плюс 300° С и более.

В табл. 8 дана классификация МВ по температуре [116]. Краткое обоснование этой классификации приводится ниже. При вымораживании морской воды в зависимости от изменения температуры наблюдаются последовательные стадии выпадения солей:

* Упругость растворенного газа равна его объему, деленному на коэффициент растворимости, если распределение газов подчиняется закону Генри; для более сложных зависимостей предложены специальные методы.

Таблица 7

Растворимость газов, мг/л, в воде при
высоких температуре и давлении [200]

Температура, °С	Давление, ат				
	50	100	200	400	1000
Азот					
25	0,674	1,264	2,257	3,750	7,15
50	0,533	1,011	1,830	3,125	6,12
100	0,516	0,986	1,822	3,171	6,25
Двуокись углерода					
25	27,23	31,75	35,03	38,62	—
50	17,25	25,63	29,14	33,29	—
100	10,18	17,67	25,69	32,39	—
200	—	15,2	30,7	50,4	—
300	—	—	35,4	111,3	—
Сероводород					
71,1	49,4	—	149,3	—	—
137,8	29,4	59,1	149,3	—	—
171,0	24,7	55,1	138,1	—	—
Метан					
60	0,93	1,70	2,75	4,17	5,04
100	0,84	1,58	2,71	4,18	5,18
160	1,24	2,39	4,10	6,70	8,60

1) карбонатная — выпадение углекислой извести — от 0 до -2°C ,
 2) сульфатная — выпадение мирабилита — от -2 до -8°C ,
 3) галитовая — выпадение гидрогалита — от -8 до -23°C ,
 4) бишофитовая — выпадение хлористого магния — от -23 до -36°C . При более низких температурах выпадает хлористый кальций и замерзает весь раствор.

При температуре 0°C и выше имеют место следующие процессы: 0°C — замерзание воды и таяние льда; 4°C — плотность воды наибольшая; 15°C — удельная теплоемкость равна 1; 20°C — вязкость воды примерно равна 1 спз; 30°C являются определенным рубежом, ниже которого при повышении давления вязкость воды падает, выше — возрастает; 35°C — удельная теплоемкость минимальная; 55°C — начало свертывания белка; 75°C — заканчивается свертывание белка и прекращается жизнедеятельность большинства микроорганизмов в подземных водах. Отдельные микробы и жизнедеятельные споры продолжают существовать при температуре до 95°C [44, 116].

Т а б л и ц а 8

Сводная классификация МВ
по температуре, по О. К. Ланге
и Н. И. Толстихину [116], с допол-
нениями Н. И. Толстихина, 1975 г.

Воды	Температура, °С
Отрицательно температурные воды — крионэги	Ниже 0
Сверххолодные	Ниже —36
Исключительно холодные — гиперкрионэги	—(36—23)
Очень холодные — эпикрионэги	—(23—8)
Холодные — мезокрионэги	—(8—2)
Умеренно холодные — протокрионэги	—2—0
Холодные воды — пэги	0—35
Очень холодные — эппэги	0—4
Холодные — мезопэги	4—20
Холодноватые — протопэги	20—35
Горячие воды — термы	35—100
Низкотемпературные — прототермы	35—55
Среднетемпературные — мезотермы	55—75
Высокотемпературные — эпитеермы	75—100
Сверхгорячие вскипающие, перегретые воды — гипертермы	100—375
Низкотемпературные — протогипертермы	100—150
Среднетемпературные — мезогипертермы	150—250
Высокотемпературные — эпигипертермы	250—375
Атмогидротермы	375—700
Низкотемпературные — протоатмогидротермы	375—500
Среднетемпературные — мезоатмогидротермы	500—600
Высокотемпературные — эпиаатмогидротермы	600—700
Атмотермы	700—1200
Низкотемпературные — протоатмотермы	700—800
Среднетемпературные — мезоатмотермы	800—1000
Высокотемпературные — эпиаатмотермы	1000—1200
Диссоциаты воды Н и ОН	Свыше 1200

Примечание. К парогидротермам относятся все вскипающие воды с температурой свыше 100°С. Воды с температурой 20—35°С называются теплыми, 35—700°С — гидротермами.

При температуре 100°С и атмосферном давлении вода превращается в пар, а при температуре воды 375°С вода превращается в пар независимо от давления. Разделение сверхгорячих (вскипающих) вод («гипертерм») на низко-, средне- и высокотемпературные обосновано в учении о гидротермальных месторождениях. Температура 700°С является верхним пределом наиболее высокотемпературных «атмогидротерм». При более высокой температуре водные растворы независимо от давления находятся в парообразном состоянии. Температура свыше 1000°С характерна для атмотерм магматических очагов.

Описанная классификация поверхностных и подземных минеральных (гравитационных) вод охватывает все их разнообразие по температуре и может быть принята как рабочая схема, конечно

нуждающаяся в доработке и уточнении. О классификациях по температуре лечебных и энергетических МВ сказано ниже (см. табл. 10 и 12).

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

Геотермический градиент зависит от характера геологических структур, литологического состава пород и других обстоятельств. В среднем для верхней части стратисферы температура на каждый километр глубины увеличивается на $32,9^{\circ}\text{C}$; на глубине 20 км ее вероятное значение около 600, а для нижней границы земной коры $1000\text{--}1100^{\circ}\text{C}$ [25]. Подземная гидросфера содержит преимущественно термальные воды, и только небольшая зона вод и пород земной коры является охлажденной. Как показало бурение, уже на глубине $2000\text{--}3000$ м вскрываются воды с температурой $70\text{--}100^{\circ}\text{C}$ и более. Появление глубоких термальных вод стратисферы можно наблюдать в районах неотектонических нарушений, где эти воды выходят на поверхность в виде горячих источников или парогидротерм.

На земном шаре имеются области с нормальным, средним и повышенным геотермическим градиентом. К последним относятся области современной вулканической деятельности и неосейсмических районов с наличием выходов термальных вод на поверхность — это области современной интенсивной неотектонической деятельности. Именно они представляют наибольший интерес в отношении горячих вод теплоэнергетического значения. Здесь ближе всего к поверхности находятся горячие и сверхгорячие воды.

Согласно современным представлениям о геотермии недр можно выделить несколько гидротермических сфер, а в пределах каждой сферы — гидротермические зоны. В приполярных и высоких широтах выделяется сфера 1 — с зонами подземных льдов и криопэггов — подземная криосфера. Под криосферой полярных стран и в пределах всей остальной части земного шара располагается сфера 2 — положительно температурных вод в жидкой фазе с подразделением на гидротермические зоны: а) холодных вод ($0\text{--}35^{\circ}\text{C}$) — пэггов, б) горячих вод ($35\text{--}100^{\circ}\text{C}$) — терм, в) вскипающих сверхгорячих вод ($100\text{--}375^{\circ}\text{C}$) — гипертерм. Сфера 3 — парообразная фаза воды с температурой $375\text{--}1200^{\circ}\text{C}$, с подразделением на гидротермические зоны: а) атмогидротерм ($375\text{--}700^{\circ}\text{C}$) — преобладание парообразной фазы воды над жидкой, б) атмотерм ($700\text{--}1200^{\circ}\text{C}$) — пары воды. Сфера 4 (свыше 1200°C) — сфера диссоциатов воды (H и OH) — располагается в наиболее глубоких частях земного шара и является наиболее обширной. Предлагаемая схема гидротермической зональности подлежит дальнейшей разработке.

Дебит. При оценке МВ большое значение имеет подсчет запасов и ресурсов вод. При обследовании источников в обязательном порядке определяется их дебит. Наиболее общая классификация источников, буровых скважин, колодцев по дебиту приводится в табл. 9.

Т а б л и ц а 9

Классификация источников по дебиту,
по Н. И. Толстихиной (1976 г.)

Тип	Класс	Источник	Дебит, л/сек
Низкодебитные	1	Наименьшие или минимальные	Менее 0,001
	2	Весьма малые или исключительно малые	0,001—0,01
	3	Очень малые	0,01—0,1
	4	Малые	0,1—1,0
Среднедебитные	5а	Незначительные	1—3
	5б	Значительные	3—5
	5в	Весьма значительные	5—10
Высокодебитные	6	Большие	10—100
	7	Очень большие	100—1000
	8	Весьма большие или исключительно большие	1000—10 000
	9	Наибольшие или максимальные	Свыше 10 000

Примечание. В очень редких случаях дебит источников в отдельные многоводные годы превосходит 100 000 л/сек, например дебит источника Воклюз во Франции.

Источники можно подразделить на низко-, средне- и высокодебитные [131]. При этом к весьма большим высокодебитным относятся источники нескольких типов: источники карстовых вод, покровов лав, тектонических разломов, конусов выноса, аллювиальных отложений горных долин. Среди минеральных источников СССР преобладают низко- и среднедебитные. К высокодебитным относятся немногие источники, например большие — источники курорта Сергиевские воды, Нижнепаратунские, Жировские и др.; весьма большие — Верхнеюрьевский на о. Парамушир. Источники девятого класса в СССР не известны.

Микробиология. В формировании состава подземных МВ, минеральных озер и грязей большое значение имеют биохимические процессы, обусловленные жизнедеятельностью бактерий. Обитающие в природных водах микроорганизмы активны, адаптированы к различной минерализации, температуре, давлению. Они участвуют в разложении и синтезе различных органических и минеральных соединений, способны влиять на изменение солевого и газового состава природных вод, на их минерализацию и количество, потребляя воду или, наоборот, создавая биогенную

воду. Бактерии населяют атмосферу, гидросферу и верхние слои литосферы на глубину до нескольких километров. Их проникновение в глубину лимитируют высокие температура (свыше 95—100° С) и минерализация (130—270 г/кг — крепкие рассолы).

Мир бактерий обладает огромной массой. Так, в 1 км³ морской воды содержится до 500 т бактериального вещества. Размеры бактерий, населяющих природные воды, измеряются тысячными и сотысячными долями миллиметра, но, по-видимому, и это не предел. Наряду с одноклеточными встречаются многоклеточные микробы, например нитчатые бактерии. Вследствие малых размеров микробы проникают в мельчайшие поры и находятся там в поровой воде, а также покрывают стенки пустот и пор тончайшими пленками. При благоприятных условиях скорость размножения микробов чрезвычайно велика. Большинство их размножается делением [187].

Микробы могут существовать при широком диапазоне температур, по отношению к которым можно различать бактерии криофильные, термофильные и промежуточные — мезофильные. Криофильные бактерии хорошо развиваются при низких температурах (5—7° С). Они существуют в криопэгах, эписэгах и мезопэгах (см. табл. 8). Криофильные бактерии были обнаружены Е. Н. Дутовой в подмерзлотных водах Восточно-Сибирской артезианской области. Термофильные бактерии активно развиваются при высоких температурах (65—70° С). Термофилы были обнаружены Л. Е. Крамаренко на большой глубине в мезотермах Западно-Сибирской артезианской области. По-видимому, верхний предел жизнедеятельности термофилов в подземных водах определяется 90—95° С. Однако в анабиотическом состоянии и в виде жизнедеятельных спор они могут существовать и при более высоких температурах подземных вод — в протогипертермах (см. табл. 8). Наконец, мезофилы, промежуточная группа бактерий (20—30° С), присущи протопэгам. Следует отметить, что адаптированные к определенным температурным условиям микробы трех упомянутых групп плохо развиваются при иных температурах.

На развитие бактерий заметно влияет степень минерализации подземных вод. Наблюдения показали, что в артезианских бассейнах Западной и Восточной Сибири солоноватые, соленые МВ и весьма слабые рассолы (см. табл. 1) хлоридного натриевого состава в зоне свободного и реже затрудненного водообмена обильно заселены микрофлорой. Заметно беднее мир бактерий умеренно крепких рассолов. В крепких рассолах (130—275 г/кг) развитие микробов замирает.

Редко отмечается довольно тесная взаимосвязь между химическим составом МВ и наличием определенных видов микробов, что обусловлено участием биогенного фактора в процессах преобразования солевого и газового состава, а также органического вещества природных вод. Некоторые виды бактерий имеют поисковое значение и указывают на связь МВ с органикой нефтяного

ряда и с месторождениями других полезных ископаемых. Наконец, присутствие в воде некоторых микробов (кишечная палочка) указывает на неблагоприятное состояние вод в санитарном отношении.

Ниже приводится краткая характеристика бактерий по Л. Е. Крамаренко и др. [44] и В. С. Самариной [187].

Десульфуризирующие бактерии, окисляя органическое вещество, в том числе нефтяные углеводороды (октан, нонан), восстанавливают сульфаты до сероводорода. Они снижают содержание сульфатов в МВ и образуют H_2S и CO_2 . Бактерии неприхотливы и широко распространены в МВ. На дне некоторых морей (Черное море) и озер они создают сероводородное заражение нижних слоев водоемов, стимулируя образование грязей.

Денитрифицирующие бактерии, окисляя органическое вещество, восстанавливают нитраты до нитритов и молекулярного азота; к ним относятся бактерии, сбраживающие нефтяные кислоты и осуществляющие распад углеводов (глюкозы) с образованием органических кислот, углекислоты и водорода; бактерии, разлагающие нефтяные кислоты и другие органические вещества до углекислоты и воды; бактерии, окисляющие углеводороды парафинового ряда до углекислоты и воды; метаноокисляющие бактерии, окисляющие метан до углекислоты и воды; автотрофные бактерии, не нуждающиеся в органическом веществе, преобразуют минеральные соединения; тионовые, развивающиеся при значении рН, близком 7, окисляют серу, сероводород и другие серосодержащие соединения до серной кислоты; денитрифицирующие — окисляющие серу бактерии ассимилируют углерод бикарбонатов, карбонатов, окисляющие серу до серной кислоты при сопряженном восстановлении нитратов до нитритов и молекулярного азота; нитрифицирующие бактерии, окисляющие аммиак до азотной кислоты; бактерии-аммонификаторы, продуцирующие аммиак за счет разложения органических веществ растительного и животного происхождения; бактерии-азотфиксаторы, связывающие свободный азот воздуха и переводящие его в аммиак; бактерии, окисляющие водород до воды в аэробных условиях за счет кислорода высокоокисленных органических соединений (нитратов, сульфатов и др.).

Наряду с микробами, разрушающими углеводороды, существуют бактерии, продуцирующие их. Процесс образования углеводородов может происходить как за счет разложения органического вещества (гетеротрофные формы), так и за счет синтеза углеводородов из CO_2 и водорода (автотрофные формы). Бактерии, разлагающие углеводы, вызывают процессы брожения клетчатки, крахмала, сахара и пр. Железобактерии, использующие для своей жизнедеятельности энергию, освобождающуюся при окислении закисного железа в окисное, относятся к числу автотрофных, но среди них встречаются и гетеротрофные. Они усваивают органическое вещество гуматов железа и осаждают освобождающееся при этом железо.

Остановимся на жизнедеятельности некоторых микроорганизмов в озерах, в том числе и миперальных. Роль бактерий в круговороте таких элементов, как углерод, азот, сера и др., достаточно хорошо выявлена. Углерод поступает в озера в виде уголекислоты, гидрокарбонатов и карбонатов. В процессе фотосинтеза эти соединения расходуются на построение фитопланктона и высших водных растений. После отмирания растительности и планктона они частично подвергаются аэробному распаду в верхних слоях воды; при этом образуются так называемый водный гумус и уголекислый газ. Гумус после коагуляции осаждается на дно, образуя один из компонентов органического вещества ила. Растительные остатки и фитопланктон также опускаются на дно, попадают в анаэробные условия, распадаются с выделением метана (CH_4) и уголекислого газа (CO_2). Метан в верхних слоях озера окисляется до CO_2 , который вновь включается в круговорот. Часть метана и уголекислого газа спонтанно выделяется из воды в атмосферу.

Азот поступает в озера с подземным и поверхностным стоком в виде нитратов и аммиачных солей и непосредственно из воздуха. Он фиксируется некоторыми микробами (азотобактер) и усваивается фитопланктоном. Организмы опускаются при отмирании на дно, образуют донные отложения. В иле под влиянием микробов денитрификаторов и аммонификаторов образуются азот и аммоний, снова включающиеся в круговорот.

Сера также поступает в озера извне с поверхностными и подземными водами в виде сульфатов. В воде сера сульфатов превращается органическим миром озера в белок. При отмирании фитопланктон опускается на дно озера, где происходят процессы его разложения с образованием сероводорода. Вместе с тем возможно восстановление сульфатов до сероводорода десульфурierenden бактериями. Образующийся сероводород частично связывается с железом в виде сернистого железа и придает донным илам серую окраску, переходящую в черную при большом количестве сернистого железа. Частично сероводород проникает в верхние слои воды, где происходит его окисление до сульфатов.

Из сказанного следует, что жизнедеятельность микробов и растительности озер играет большую роль как в преобразовании состава их воды, так и в образовании донных отложений и в круговороте некоторых элементов (см. гл. 18).

Микробиологическая зональность литосферы. В разрезе литосферы выделяются четыре зоны. Три верхние заселены микробами и принадлежат подземной биосфере. Самая нижняя лишена микробов и является безжизненной. Верхняя зона, наиболее богатая микробами, относится к почвенным образованиям. Мощность ее до 3 м. В зоне развиваются биохимические процессы разложения находящихся в почве органических веществ. Роль микробов в образовании почвенного покрова чрезвычайно велика. На дне водоемов образуются субаквальные почвы — илы.

Ниже почвенной зоны располагается зона аэрации, в которой преимущественно сосредоточивается жизнь аэробных бактерий, но могут присутствовать и анаэробные микробы. Мощность зоны несколько десятков, реже сотен метров.

Еще ниже располагается зона насыщения. В пределах этой зоны можно выделить три подзоны. Подзона грунтовых и верхних артезианских вод с кислородно-азотным составом газов — зона свободного водообмена мощностью до 200 м. Она обильно заселена аэробными, в меньшей степени анаэробными, десульфуризирующими, денитрифицирующими, тионовыми и некоторыми другими бактериями.

Подзона затрудненного водообмена с азотным и азотно-метановым составом газов. Мощность зоны от 200—300 до 2000 м. Население минеральных вод этой подзоны представлено преимущественно анаэробными десульфуризирующими (не везде обнаружены), денитрифицирующими, сбраживающими углеводы (не повсеместно), тионовыми и другими бактериями. Подзона весьма затрудненного водообмена с преимущественно метановым составом газов. Мощность подзоны до 2 км и более. Для нее наряду с вышеупомянутыми характерно появление бактерий, разлагающих нефтяные кислоты, окисляющих парафин, метанооксиляющих, окисляющих нонап; обильны тионовые, растущие при $\text{pH} = 7,2$. Температура минеральных вод этой подзоны достигает $90\text{--}100^\circ\text{C}$, минерализация — 150 г/л. Микрофлора в этой подзоне с глубиной сходит на нет [187].

Самая нижняя подзона — безжизненная, характеризуется наибольшей глубиной, мощностью, температурой от 100°C и более, минерализацией свыше 150—275 г/кг.

В заключение следует отметить, что разные по составу и минерализации МВ населены разнообразным и своеобразным им присутствующим миром бактерий. Вместе с тем в МВ могут появляться патогенные и другие микробы, показатели загрязнения. Поэтому изучение микробиологии МВ является обязательной составной частью гидрогеологических исследований.

Природные изотопы МВ. Для познания условий формирования МВ современная наука помимо традиционных видов анализа все более широко привлекает изотопный анализ. Он позволяет исследовать на изотопном уровне кислород и водород, образующие молекулы самой воды, а также растворенные в ней компоненты солевого и газового состава, органические вещества. Характер изотопов варьирует в зависимости от физико-химических, биохимических и других процессов, в которые вовлекались вода или входящие в ее состав вещества.

К природным изотомам МВ, как и всей гидросферы в целом, относятся стабильные изотопы водорода и кислорода, которые входят в состав молекул воды; радиоактивные изотопы космического происхождения — тритий, кремний-32, углерод-14 и др.; радиогенные изотопы уран-ториевых рядов — гелий-4,

аргон-40 и др.; радиоактивные изотопы — уран, торий, литий и др.

Помимо того в поверхностных и подземных МВ находятся многие растворенные и взвешенные минеральные и органические вещества, стабильные и радиоактивные изотопы которых несут богатую информацию о природных процессах, протекающих в этих водах. Следует, наконец, отметить, что хозяйственная и другая деятельность человека привносит в атмосферу техногенные изотопы, из которых тритий по праву занимает ведущее место. Наряду с ним не малую роль играют изотопы углерода, серы и др.

Стабильные и другие изотопы представляют большой интерес для познания разнообразных природных процессов, происходящих в МВ. Изотопные исследования должны помочь разобраться в сложных вопросах формирования МВ; питания, смешения, взаимодействия вод и пород, движения вод; генезиса, преобразования состава во времени и пространстве, эволюции; возраста МВ различных частей артезианских бассейнов и других гидрогеологических структур.

Закономерности разделения молекул воды при ее фазовых переходах в системе газ — жидкость — твердое тело (лед) являются основой разделения изотопных отношений водорода и кислорода. Существенную роль в разделении изотопов кислорода играют процессы изотопного обмена при взаимодействии воды с водоносными породами, а именно их кислородсодержащими соединениями, а также с солями и газами.

Вода Мирового океана составляет главнейшие ресурсы МВ Земли и является, по существу, производителем большинства вод гидросферы — атмосферных, поверхностных, подземных, в том числе и возрожденных, за исключением ювенильных. Как показали изотопные исследования, вода Мирового океана обладает весьма постоянным изотопным составом и является исключительно важной отправной «меткой» для познания артезианских вод седиментационного морского генезиса. Среднее отношение изотопов водорода воды Мирового океана $D/H = 0,0158$, а среднее отношение изотопов кислорода $^{18}O/^{16}O = 0,1933$ ат.%. Следовательно, стандарт океанической воды (СМОВ) имеет такие значения содержания изотопов водорода и кислорода: $D/H = (158 \pm 2) \cdot 10^{-6}$ и $^{18}O/^{16}O = (1993,4 \pm 2,5) \cdot 10^{-6}$. Относительные содержания дейтерия D и кислорода ^{18}O определяются из выражения $\delta = (R/R_{\text{СМОВ}} - 1) \cdot 10^{30}/60$, где R — отношения D/H или $^{18}O/^{16}O$. Наиболее постоянный изотопный состав океана характерен для его глубоких слоев. В них относительное содержание дейтерия около 4, а кислорода ^{18}O — $0,3\%$. Изотопный и химический состав океанической воды остается, по-видимому, постоянным на протяжении последних 250—300 млн. лет. Изменение содержания дейтерия и кислорода ^{18}O в процессе смены ледниковых и межледниковых эпох составляет по D не более ± 1 , по ^{18}O $\pm 0,1\%$. Другие воды гидросферы характеризуются иным содержанием стабильных

изотопов, количественно изменяющимся как в пространстве, так и во времени. Наиболее бедна тяжелыми изотопами вода атмосферных осадков полярных стран, где $D/H = 0,0109$ и $^{18}O/^{16}O = 0,1887$ ат.%; наиболее обогащены тяжелыми изотопами некоторые минеральные озера, как это известно для двух закрытых бассейнов Сахары, где $D/H = 0,0178$ и $^{18}O/^{16}O = 0,2055$ ат. % [179].

Остановимся теперь на некоторых общих вопросах использования изотопных данных. Для познания законов, управляющих формированием подземных МВ, включая и выяснение такого фундаментального вопроса, как происхождение самой воды, можно воспользоваться изотопными исследованиями. Существуют два основных источника МВ: древние седиментационные воды и относительно более молодые метеорные и поверхностные. При этом нередко МВ земной коры являются смесью вод этих двух источников. Изотопный анализ водорода и кислорода конкретных месторождений МВ позволяет определить их положение в системе «атмосферные воды — океанические воды» и дать приближенную количественную оценку вклада каждого из этих источников. Уточнение этой оценки может быть сделано на основании изотопных анализов поверхностных и глубинных вод района исследований, что позволит конкретизировать изотопный состав водорода и кислорода «исходных» вод. Следует отметить, что дальнейшие более детальные изотопные исследования глубинных МВ позволят выявить и количественно оценить возможную в отдельных случаях третью — ювенильную — компоненту.

Сопоставление вариаций изотопного состава метеорных и минеральных вод во времени может дать основание для оценки возраста МВ. Интересные результаты были получены при изучении трития в разнообразных природных водах. Так, например, низкие концентрации трития свидетельствуют об отсутствии в составе МВ тех метеорных вод, которые выпали в области питания водоносного горизонта после 1960 г. (в этот период концентрация трития в метеорных водах увеличилась вследствие появления в атмосфере техногенного трития). В настоящее время тритий является четкой изотопной меткой, позволяющей решать вопросы происхождения движения, истории молодых подземных вод [39].

Данные об изотопном составе серы, находящейся в окисленной или восстановленной форме, также оказываются полезными для реконструкции условий формирования МВ: сульфатная компонента, как правило, заимствуется из вмещающих пород; сероводород возникает за счет редукции сульфата и в зависимости от конкретных бактериальных и физико-химических условий может иметь различный изотопный состав серы [38, 65].

Изотопный состав углерода можно использовать для решения разных вопросов, связанных с происхождением МВ. Так, применение радиоуглеродного метода (особенно с определением трития) позволяет оценить возраст молодых вод (не более чем несколько десятков тысяч лет). Анализ стабильных изотопов

углерода полезен при решении вопроса о происхождении в МВ углерода вообще и органического вещества вод в частности. Так, например, изотопный состав растворенного в МВ метана закономерно изменяется с глубиной и может служить своеобразным индикатором уровня, на котором произошло насыщение вод органическим материалом [48].

Весьма информативными оказались исследования изотопов благородных газов, растворенных в МВ или спонтанно выделяющихся из них [240]. Особенно интересными являются новые данные, полученные в последние годы в области изотопной геохимии гелия. Оказалось, что глубинные недра Земли характеризуются «ювенильным» гелием с весьма высоким изотопным отношением $^3\text{He}/^4\text{He} \approx 10^{-5}$. Гелий такого изотопного состава выделяется с газами и водами районов, мобильных в тектоническом отношении: Камчатка, Курильские острова, Байкальский рифт, Закавказье и др. [13, 211].

Приповерхностные водоносные напорные горизонты и грунтовые воды характеризуются радиогенным гелием с низким отношением $^3\text{He}/^4\text{He} = 10^{-8}$, типичным для подземных вод артезианских бассейнов Европейской, Западно-Сибирской, Восточно-Сибирской областей, стабильных в тектоническом отношении.

Н о р м ы о ц е н к и М В. Существуют нормы для отнесения МВ к лечебным, промышленным, теплоэнергетическим. Первые наиболее удачные нормы оценки МВ как лечебной принадлежат Л. Грюнхуту. Они приняты в 1911 г. Международной бальнеохимической комиссией. Согласно этим нормам минеральной может называться вода, в которой содержание твердых растворенных веществ составляет более 1 г/л, либо которая отличается от обычных наличием углекислого газа, сероводорода или других ценных с фармакологической точки зрения ингредиентов, либо, наконец, температура которой более 20° С. Одновременно Л. Грюнхут указал нижние пределы содержания тех химических ингредиентов, по которым воду относят к минеральной [83].

Современному уровню знаний о природе МВ больше удовлетворяет определение советских ученых В. В. Иванова и Г. А. Невраева. Лечебными они называют природные воды, содержащие в лечебных концентрациях те или иные минеральные, реже органические компоненты или 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. Это определение было принято на специальном совещании представителей республиканских институтов курортологии и физиотерапии в мае 1961 г. [83].

Следовательно, чтобы отнести воду к минеральной лечебной, необходимо знать, при каких нижних пределах (общей минерализации, химических ингредиентов, газового состава, радиоактивности, температуры) воды приобретают активное значение для

человеческого организма. С начала XX в. русские и зарубежные бальнеологи, бальнеохимики и гидрогеологи разрабатывали критерии и нормы оценки МВ. За это время изменились и состав показателей и их значение. В отличие от критериев химического и газового состава температурный показатель претерпел существенные изменения. Большинство авторов за нижний предел температуры, достаточный для отнесения воды к категории минеральной термальной, принимали 20° С. Однако этот критерий, выработанный для европейских условий, нуждается в пересмотре для стран приэкваториальных, где средняя температура воздуха превышает 20° С, а температура грунтовых и верхних артезианских вод местами выше 30° С. В некоторых европейских странах нижний предел температуры повышен. Так, в Чехословакии и ГДР он повышен до 25, в ФРГ — до 30, в Англии до 37° С. Представляется, что температура 35° С, близкая температуре здорового человека и на 1° С превышающая среднегодовую температуру воздуха экваториальных стран, вполне может быть принята за рубеж между холодными и горячими водами в международном аспекте.

Основные показатели и нормы оценки лечебных МВ, разработанные Центральным институтом курортологии и физиотерапии, приведены в табл. 10.

Указанными в таблице критериями гидрогеолог должен руководствоваться при поисках и разведке лечебных МВ. К этим нормам не следует относиться догматически. Ценность МВ определяется не только их количеством и содержанием терапевтически активных («специфических») компонентов, но и их ресурсами, положением, экономическими условиями и т. п. [41].

Запретительные критерии. Ряд микрокомпонентов природных вод характеризуется точно установленным токсическим действием на организм человека. Из этих микрокомпонентов только мышьяк использовался в определенной дозировке в лечебных целях. Для некоторых микрокомпонентов установлены предельно допустимые концентрации, при превышении которых воду нельзя использовать для питьевого водоснабжения [83]. Такие пределы установлены по данным исследования влияния на человека длительного систематического приема 2—2,5 л воды в сутки. Длительность приема лечебных МВ не превышает 4 недель (средний срок санаторного лечения), а количество потребляемой воды одним больным в день не превышает 1 л, поэтому запретительные критерии можно повысить в 3—4 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 5·10⁻¹⁰.

Запретительные критерии должны учитываться как при розливе МВ в бутылки, так и при питье лечебных вод прямо у источника. Превышение критерия по мышьяку запрещает розлив вод,

Таблица 10

Основные показатели и нормы оценки
лечебных МВ, по В. В. Иванову
и Г. А. Невраеву [83, 134],
с некоторыми изменениями

Показатели	Нормы оценки МВ	Минерализация, г/л	Воды
Общая минерализация M , г/л	2,0	<2	Слабоминерализованные
		2—5	Маломинерализованные
		5—15	Среднеминерализованные
		15—35	Высокоминерализованные
Содержание CO_2 свободной (растворенной), г/л	0,5	35—150	Рассольные
		>150	Крепкие рассольные
		0,5—1,4	Слабоуглекислые
$\Sigma \text{H}_2\text{S}$	10	1,4—2,5	Углекислые средней концентрации
		>2,5	Сильноуглекислые
$(\text{H}_2\text{S} + \text{HS})$, мг/л		10—50	Сероводородные (сульфидные) слабые
		50—100	Средней концентрации
As, мг/л	0,7	100—250	Крепкие
		>250	Очень крепкие
		0,7—5,0	Мышьяковистые слабые
$(\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+})$, мг/л	20	5—10	Крепкие
		>10	Очень крепкие
		20—40	Железистые слабые
Br, мг/л	25	40—100	Крепкие
		>100	Очень крепкие
I, мг/л	5	>25	Бромистые
$\text{H}_2\text{SiO}_3 (+\text{HSiO}_3)$, мг/л	50	>5	Иодистые
Rn, икюри/л (ед. Махе)	5,0 (14)	—	Кремнистые
		5—40 (14—110)	Радоновые слабые
Реакция воды pH	—	40—200 (110—550)	Радоновые средние
		200 (550)	Высокорадонные
		1964 г.* 1967 г.**	
		<3,5	<1,9
3,5—5,5	1,9—4,1	Кислые	
5,5—6,8	4,1—7	Слабокислые	
6,8—7,2	7	Нейтральные	
7,2—8,5	7—8,3	Слабощелочные	
>8,5	8,3—10,3	Щелочные	
Температура, °C	—	>10,3	Сильнощелочные
		20	Холодные
		20—35	Теплые (холодноватые, субтермальные)
		35—42	Горячие (гомотермальные)
		>42	Очень горячие (высокотермальные, гипертермальные)

* По В. В. Иванову и Г. А. Невраеву [83].

** По А. Н. Павлову и В. Н. Шемякину [2].

но не исключает использования этих вод на источнике при соответствующей дозировке и врачебном контроле. Следовательно, при изучении, оценке и использовании лечебных МВ необходимо учитывать как основные показатели их оценки, так и запретительные критерии.

Нормы оценки промышленноценных МВ отличаются от норм оценки лечебных вод более высокими значениями концентрации компонентов, извлекаемых из вод для нужд промышленности [77]. Например, содержание хлористого натрия, сульфата и гидрокарбоната натрия в промышленноценных водах должно составлять 50 г/л и более. Содержание иода, брома и других компонентов для лечебных вод также выше норм (табл. 10). Кондиционное содержание иода и брома в промышленноценных водах при раздельном их извлечении выше, чем при совместном (табл. 11). Из сопоставления кондиций лечебных и промышленных вод видно также, что к минеральным лечебным водам относятся железистые, мышьяковистые, кремнистые, радоновые, которые промышленными не считаются. Наконец, некоторые МВ с высоким содержанием урана, радия, меди можно использовать как промышленно ценные или поисковые, но для лечения они вредны.

Т а б л и ц а 11

Основные показатели и нормы оценки промышленных МВ

Компоненты	Нормы оценки МВ	Воды
NaCl, г/л	50	Галитовые или поваренной соли
Na ₂ SO ₄ , г/л	50	Мирабилитовые
NaHCO ₃ + Na ₂ CO ₃ , г/л	50	Содовые
Br, мг/л	250—500	Бромные
I, мг/л	48	Иодные
B ₂ O ₃ , мг/л	200	Борные, бороносные
I, мг/л	10	Иодоборные (совместное извлечение)
B ₂ O ₃ , мг/л	75	
I, мг/л	10	Иодобромные (совместное извлечение)
Br, мг/л	150—250	
Li, мг/л	10—20	Литиевые
Mg, мг/л	1000—5000	Магнезиальные
K, мг/л	350—1000	Калиевые
Ra, г/л	10 ⁻¹¹ —10 ⁻⁹	Радиевые

Нормы оценки термальных вод, используемых в народном хозяйстве. В зависимости от температуры термальные воды (гидротермы) можно использовать в теплофикации сельского хозяйства, при рыборазведении, в энергетике, промышленной и коммунальной теплофикации. Б. М. Выморочков установил следующие нормы

горячих вод: низкопотенциальные — до 70, среднепотенциальные — 70—100, высокопотенциальные — свыше 100° С [201], Г. А. Череменинский [232] наметил иные градации температур при использовании термальных вод, °С:

Кондиционирование воздуха	18—30
Обогревание грунтов в сельском хозяйстве и горнодобывающей промышленности	30—40
Горячее водоснабжение	40—70
Отопление, вентиляция, электрификация, приготовление пищи, получение искусственного холода	70—100
Паровое отопление, теплофикация, электрификация	Свыше 100

При комплексной оценке термальных вод для нужд народного хозяйства необходимо учитывать не только температуру, но и дебит, глубину залегания горячей воды, ее минерализацию и состав, как это видно из табл. 12 [61, 87].

Т а б л и ц а 12

Основные показатели использования термальных вод в народном хозяйстве при сроке эксплуатации не менее 25 лет

Использование гидротерм	Температура, °С (не менее)	Дебит, м ³ /сутки (не менее)	Глубина залегания водоносного горизонта, м (не более)	Минерализация, г/л (не более)
Выработка электроэнергии ГЕОТЭС *, с прямым пароводяным циклом	100	10 000	3000	4
То же, с применением промежуточных низкокипящих веществ	70	2 500	2500	50
Отопление населенных пунктов	70	1 000	2500	2 (50) **
Снабжение водой:				
холодной	40	1 000	1500	50
горячей	70	500	1500	1 (50) **
Обогрев парников, теплиц, оранжерей теплично-парникового хозяйства	40	500	1500	10 (50) **
Теплое орошение	25	250	1000	2
Обогрев почвы	25	500	1500	50
Оттаивание мерзлых пород	25	250	3000	50
Подача воды в бассейны и душевые павильоны	25	250	1000	50

* Геотермальная электростанция.

** В скобках указана допустимая минерализация вод для геотермальных установок с теплообменом.

Отложения МВ. Соли МВ минеральных озер и источников используются в химической промышленности, а в отдельных случаях и для лечения, грязи — в лечебных целях, охры — в различных отраслях народного хозяйства в качестве пигмента для

изготовления красок, известковые туфы (травертины) — в сахароварении и т. д. Углекислый газ МВ можно использовать для получения углекислоты в производственных масштабах, как это практикуется в Армении.

Следовательно, МВ и их отложения можно рассматривать как полезные ископаемые. Необходимо при этом учитывать, что некоторые МВ используются только для лечения, другие как для лечения, так и в промышленности, или как столовые питьевые воды, или в теплоэнергетических целях.

Минеральная вода как полезное ископаемое. Минеральную воду как полезное ископаемое (гидроминеральное сырье) можно использовать непосредственно в лечебном деле или для извлечения из нее компонентов, полезных для народного хозяйства: солей, металлов (медь), металлоидов (йод, бром, бор), газов (углекислота) или в теплоэнергетических целях и для теплофикации. Говорить о природной минеральной воде как о полезном ископаемом можно лишь тогда, когда она удовлетворяет нормам — кондициям соответствующей отрасли народного хозяйства. Только после изучения химических, физических и прочих свойств природной воды можно решать вопрос о том, рассматривать ли ее как полезное ископаемое или нет.

Нужно отличать при этом водопроявления МВ: минеральные источники и минеральные озера от месторождений минеральных вод (ММВ). Под ММВ следует понимать такие скопления МВ на поверхности или в недрах Земли, которые не только в качественном, но и в 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 МВ как полезного ископаемого для той или иной отрасли народного хозяйства. Однако окончательное решение вопроса о возможности эксплуатации ММВ требует также благоприятных экономических условий.

Действительно, при изменении экономических условий района расположения ММВ эксплуатация одних месторождений прекращается, других, наоборот, начинается. В этом отношении очень показательна история эксплуатации Старорусского месторождения слабосоленых вод. Расположенные к югу от оз. Ильмень источники соленых вод издавна использовались для выварки соли и, по-видимому, в лечебных целях. В 1771 г. на базе старорусских МВ был построен государственный завод по выварке поваренной соли. Завод просуществовал до 1857 г. и был закрыт вследствие нерентабельности. В 1828 г. на базе ММВ был открыт курорт Старая Русса, который функционирует и сейчас как курорт всесоюзного значения. По мере развешивания разведочных работ

на Старорусском ММВ в эксплуатацию включаются новые по составу минеральные воды [191].

Соленые воды, рассолы Усоля-Сибирского, Усть-Кута использовались в прошлом для выварки соли, а впоследствии как лечебные, и на них созданы курорты. Выварка соли из природных рассолов в Усолье стала нерентабельной. В настоящее время добыча соли ведется здесь по более прогрессивному методу выщелачивания галита (каменной соли). Таких примеров можно привести много.

Минеральные воды проявляются весьма разнообразно, поэтому полезно различать следующие гидроминеральные объекты.

1. Месторождения минеральных вод (ММВ): а) подземные — пластовые, трещинно-жилльные, сложные; б) поверхностные — озера, лиманы, моря и Мировой океан, с их грязями, донными отложениями солей и пляжами.

2. Водопроявления МВ — источники: а) природные выходы МВ на поверхность Земли, в том числе гейзеры, фумаролы, сольфатары, субаквально-субмаринные, грязевые вулканы с выходами их минеральных вод и грязей; б) искусственные минеральные источники — скважины, колодцы, штольни с минеральной водой и т. п.

3. Отложения наземных и подземных МВ: а) туфы, гейзериты, травертины, охры, залежи солей; б) жилные образования, фиксирующие пути движения МВ; в) грязи озер — минеральные и торфяные; г) грязи грязевых вулканов; д) отложения пляжей.

4. Гидроминеральные группы объектов МВ: а) гидроминеральные, гидротермальные 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 поверхностных и подземных МВ, которые достаточно четко проявляются во многих артезианских бассейнах и хуже изучены в гидрогеологических складчатых областях СССР.

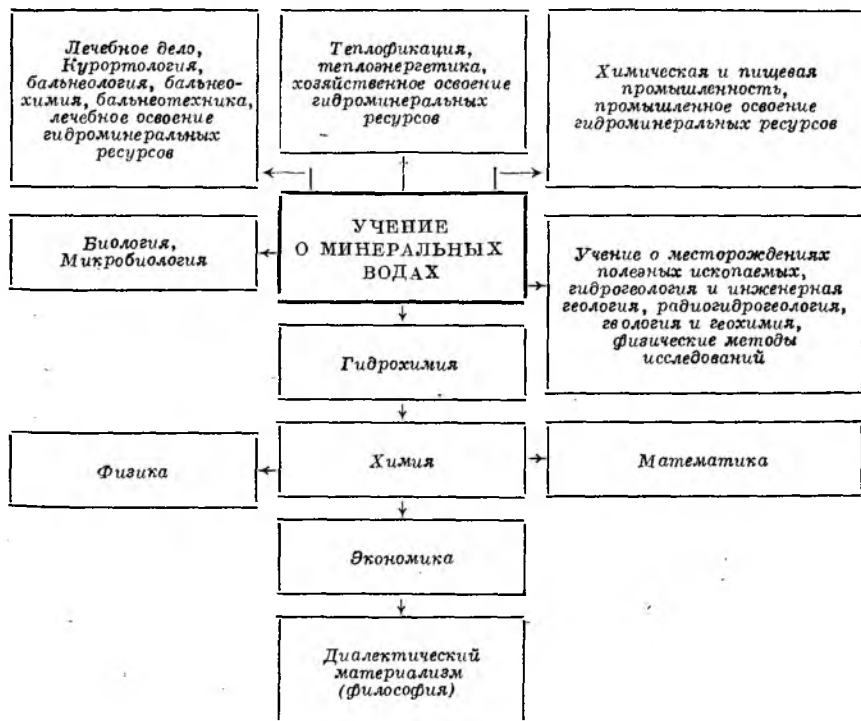
Цели и задачи учения о МВ. Определив понятие «минеральная вода» как предмет исследования, можно сформулировать основные цели и задачи науки о МВ. Их суть сводится к всесторонним исследованиям МВ: физическим, химическим, микробиологическим, газовым, радиоактивным, изотопным, санитарно-биологическим, геологическим, гидрогеологическим и др.; к изучению различных типов ММВ; к разработке методов поисков, разведки, каптажа, рациональных методов эксплуатации ММВ; к разработке вопросов режима и охраны МВ от истощения, загрязнения, изменения свойств.

Наука о МВ представляет собой ветвь гидрогеологии, на базе которой она возникла и развивается. Достижения гидрогеологии положены в основу исследований МВ. Достижения в области физической химии, геохимии, гидрохимии, гидравлики, геологии, геофизики также с успехом используются наукой о МВ.

Перед наукой стоит ряд крупных теоретических проблем: 1) происхождение МВ и формирование их свойств; 2) палеогеография различных типов МВ; 3) классификация, типизация, номенклатура МВ и их месторождений; 4) закономерности размещения ММВ, их районирование, учение о провинциях, областях, районах, зонах и линиях МВ; 5) химическая, газовая, термическая, микробиологическая зональность бассейнов МВ и отдельных ММВ; 6) ореолы рассеяния минеральных вод, фоновые и аномальные МВ, связь минеральных вод с неминеральными, проблемы миграции МВ, минеральных веществ и газов; 7) режим минеральных вод; 8) микробиология МВ; 9) преобразование состава МВ, закономерности образования отложений МВ, связь МВ с рудообразующими и нерудными растворами, взаимосвязь МВ с месторождениями полезных ископаемых; 10) природные изотопы МВ.

Наряду с теоретическими проблемами на базе учения о МВ разрешаются и практические задачи поисков, разведки, каптажа, эксплуатации ММВ, разработки показателей норм и оценки МВ. Особо должна быть выделена проблема охраны МВ от загрязнения и истощения.

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



Советский Союз богат разнообразными МВ и располагает большими возможностями для дальнейшего развертывания курортного строительства, а также заводов по розливу минеральных вод. Однако гидроминеральные ресурсы СССР изучены еще недостаточно. Открытые в последние годы разнообразные МВ часто расположены в отдельных труднодоступных районах. Следовательно, необходимо организовать более широкий поиск МВ, а также разведочные работы на уже известных водопрооявлениях и месторождениях МВ для более глубокого и всестороннего изучения их состава и подсчета запасов.

В связи с народнохозяйственным освоением новых районов в Сибири, на Дальнем Востоке и в Средней Азии особенно важно усилить изучение МВ этих территорий и тем способствовать вовлечению гидроминеральных ресурсов для развития там химической и пищевой промышленности, теплофикации и теплоэнергетики, лечебного дела.

Глава 2

КРАТКИЙ ОЧЕРК ИСТОРИИ ИЗУЧЕНИЯ

Минеральные воды на территории нашей страны использовались в лечебных целях и для добычи соли с глубокой древности. В Крыму сохранились руины колодца, относящегося ко времени Боспорского царства и свидетельствующего об использовании МВ свыше 2000 лет назад. Возле колодца находятся развалины древнегреческого храма, посвященного богу врачевания Асклепию.

Использование МВ для выварки поваренной соли на Руси существовало издревле, о чем свидетельствует летопись 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 старорусских соленых МВ первоначально возник рассолопромысел по выварке соли, а впоследствии с изменением экономических условий курорт Старая Русса.

Основоположителем отечественных курортов следует считать Петра I. Он посетил курорт Карловы Вары (в Чехословакии), а затем дал указание по изысканиям МВ в различных районах России. При его непосредственном участии был создан курорт в Карелии — Марциальные Воды; по его указаниям было организовано лечение на Сергиевских МВ и создан Липецкий курорт, а также обследованы МВ Старой Руссы и некоторые источники Северного Кавказа. Петр I ввел «докторские правила, как при оных водах поступать» [63].

М. В. Ломоносову принадлежат интересные идеи о роли подземных вод в образовании и разрушении месторождений полезных ископаемых, о «лекарственных» водах и «врачующих» источниках, «соляных» ключах, «вытекающих из земных недр», и о возможности использования данных по химии подземных вод для поисков солей и руд. Крупный вклад в изучение минеральных вод Кавказа и европейской части России в XVIII в. внесли И. И. Лепехин, Н. П. Рычков, Н. Я. Озерецковский и многие другие, а Сибири и Дальнего Востока — И. Георги, С. П. Крашенинников, П. С. Паллас и другие. Интересны высказывания С. Г. Гмелина о соленых ключах Старой Руссы, об их связи с Валдайской возвышенностью и о широком распространении соленых ключей типа старорусских.

Научные идеи М. В. Ломоносова о МВ развивал выдающийся минералог академик В. М. Севергин, читавший в 1798—1801 гг. лекции по минералогии и минеральным водам в Горном корпусе (теперь Ленинградский горный институт). По данным исследований многочисленных академических экспедиций конца XVIII в. он описал минеральные источники и озера России, привел их классификацию по совокупности признаков, отметил их практическое значение и составил указание по их исследованиям. В. М. Севергин рассматривал подземные и поверхностные МВ (минеральные озера) совместно (природные воды едины) и приводил описание их физических и химических свойств с позиций минералога, включив их описание в курс минералогии. В. М. Севергина следует считать основоположником учения о МВ России*.

В XIX в. интересные в научном отношении работы по МВ Кавказа проводились академиком Г. В. Абихом. Вопрос о генезисе кавказских МВ он поставил на научную базу. В середине XIX в. была опубликована книга К. Грума «Полное систематическое практическое описание минеральных вод, лечебных грязей и купаний в Российской империи» со сводкой литературы по минеральным водам.

Большую роль в изучении МВ сыграл созданный в 1882 г. в России Геологический комитет (Геолком). В 1906 г. им были организованы геологические исследования МВ на Кавказе. Поводом послужили неполадки с каптажем кисловодского нарзана и слишком малый дебит соляно-щелочных источников в Ессентуках [146]. В результате этих исследований был установлен более совершенный каптаж нарзана (А. Н. Огильви) и значительно увеличен дебит ессентукских источников (Я. В. Лангваген). В Пятигорске был вскрыт новый выход углекисло-сероводородных вод, а в Железноводске — горячий углекислый источник Славяновский. И. В. Мушкетов, один из основателей Геолкома, принимал непосредственное участие в изучении липецких и кавказских МВ [54, 63]. Ведущую роль в изучении кавказских и других МВ сыграл А. П. Герасимов, считавший, как и австрийский геолог Э. Зюсс, что некоторые углекислые и термальные воды имеют ювенильное происхождение [54].

В конце XIX и в начале XX в. изучением МВ Забайкалья занимался В. А. Обручев и сотрудники его экспедиций А. П. Герасимов и А. Э. Гедройц. Впервые разведка с целью каптажа Ямаровского минерального источника (Центральное Забайкалье) проводилась В. А. Обручевым в конце XIX в. Первая сводка по минеральным источникам Забайкалья была опубликована в 1905 г. И. А. Багашевым. В 1914 г. В. А. Обручевым была опубликована работа по минеральным источникам Западного Забайкалья [135], описаны соленые источники Восточной Сибири [135, 162]. Кроме того, он проводил каптажные работы в Крыму на Бахчисарайском углекислом источнике [4].

В мае 1919 г. В. И. Лениным был подписан декрет о передаче в собственность государства всех курортов и лечебных местностей. Началось планомерное комплексное изучение гидроминеральных ресурсов, строительство на их базе новых курортов и санаториев и расширение старых. В 1920 г. появились новые крупные сводки по МВ: А. Д. Столневича, А. П. Герасимова и др. [54]. В 1921 г. состоялся первый съезд по курортному делу и был создан Бальнеологический институт в Пятигорске, а в 1926 г. — Центральный институт курортологии и физиотерапии (ЦНИИКиФ) в Москве. В этом институте был организован отдел гидрогеологии, в задачи которого входили поиски, разведка и каптаж МВ.

В послереволюционное время полевые геологические исследования Геолкома и геологических управлений проводились широким фронтом. Они сопровождались попутным обследованием и минеральных источников, что подготовило базу для составления кадастра МВ. В 30—40-е годы были исследованы термальные источники Тянь-Шаня, термы Таджикистана, а также минеральные воды Грузии, Армении, Азербайджана, некоторых

* Литература по истории гидрогеологических знаний в России и СССР по 1951 г. приводится в работе Д. И. Гордеева [63].

районов Сибири, Дальнего Востока, Урала и центральных районов европейской части РСФСР. Детальные гидрогеологические исследования на Северном Кавказе и в Закавказье проводились А. П. Герасимовым, А. М. Овчинниковым, А. Н. Огильви, Я. В. Лангвагеном, Н. Н. Славяновым, В. П. Ренгартеном, К. Н. Паффенгольцем, Э. Э. Карстенсом, И. И. Володкевичем, А. П. Демехиным и другими. В результате были намного увеличены гидроминеральные ресурсы существующих курортов района КМВ и было более детально разработано учение о формировании углекислых минеральных вод.

Эти работы послужили базой для постановки дальнейших изысканий МВ на территории района. В Кисловодске, Ессентуках, Железноводске буровыми скважинами были выведены углекислые минеральные воды. В 1939—1940 гг. Н. А. Григорьевым и А. И. Черновым проводились гидрогеологические исследования минеральных источников горной части Северного Кавказа, что позволило выявить основные черты гидрохимической зональности Большого Кавказа. В дальнейшем работы на КМВ продолжались А. М. Овчинниковым, Ф. А. Макаренко, В. Л. Августинским, А. А. Иовдальским, Н. С. Погорельским [166], И. Я. Пантелеевым [153] и многими другими. Детальные геологоразведочные работы были проведены на курорте Сочи — Мацеста для изучения сероводородных вод и подсчета их запасов. Работы эти проводились А. Н. Огильви, Ф. А. Макаренко, В. М. Кукановым [113] и другими.

Исследованиями гидроминеральных ресурсов СССР занимались б. Геолоком, Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт (ЦНИГРИ), Всесоюзный научно-исследовательский геологический институт (ВСЕГЕИ), Геологический институт АН СССР, Центральный научно-исследовательский институт курортологии и физиотерапии, курортные управления, республиканские филиалы АН СССР, геологические управления Министерства геологии СССР и др. Исследования велись совместно с гидрогеологами, бальнеологами, химиками, микробиологами и др. Выяснялись закономерности размещения и формирования МВ, их классификация, нумерация, типизация, провинция; одновременно разрабатывалась и совершенствовалась методика исследований МВ и их каптажа. Первое советское руководство по каптажу МВ принадлежит М. В. Сергееву [193].

Крупные исследования в области бальнеологии сибирских целебных вод, их систематизации, классификации выполнены профессором Томского медицинского института М. Г. Курловым и его учениками. М. Г. Курлов предложил формулу наглядного изображения химического состава МВ, которая под названием «формула Курлова» широко используется в гидрогеологической и бальнеологической литературе [115].

Для познания химии природных вод, и в частности МВ, большое теоретическое значение имеют работы В. И. Вернадского [37]. В них он показал тесную связь формирования подземных вод с историей земной коры и высказал ряд ценных идей по геохимии и биохимии природных вод, подчеркнул, что природные воды едины, неделимы. Он отметил теснейшую связь природных вод со средой их местонахождения, в частности с природными газами. Роль последних в истории природных вод, по В. И. Вернадскому, исключительно велика.

А. М. Овчинников [144, 145] сформулировал основные положения учения о МВ. Он отметил необходимость постановки изотопных исследований природных вод и горных пород для решения теоретических и прикладных вопросов гидрогеологии [145].

В послевоенные годы намечается несколько направлений в изучении МВ: лечебные МВ и грязи, воды нефтяных и газовых месторождений, промышленные воды, термальные воды как источник тепловой энергии, общие теоретические вопросы геохимии, формирования и размещения МВ, методические вопросы. Далеко вперед продвинулись региональные исследования подземных и поверхностных МВ [57].

Специального упоминания заслуживают многочисленные карты МВ СССР, составленные по специально разработанной методике во ВСЕГЕИ,

Всесоюзном научно-исследовательском институте гидрогеологии и инженерной геологии, ЦНИИКИФ, ГИН АН СССР: карта в Большом Советском атласе мира (1937 г.), карта МВ СССР под редакцией А. И. Дзенс-Литовского и Н. И. Толстихина с пояснительной запиской (1945—1946 гг.), карта МВ Северной Азии под редакцией А. И. Дзенс-Литовского и Н. И. Толстихина, в которой впервые развивается идея провинций МВ (1937—1939 гг.); карта МВ СССР под редакцией А. М. Овчинникова и др. (1960 г.) и под редакцией И. К. Зайцева и Н. И. Толстихина (1956 г., 1968 г.); карта термальных вод под редакцией Ф. А. Макаренко (1956 г.) и др.

Из сводных работ необходимо прежде всего отметить карту лечебных МВ СССР масштаба 1 : 4 000 000, Каталог МВ СССР [96] и Пояснительную записку к карте МВ СССР [134]. Карта, каталог и записка представляют единое целое и характеризуют подземные минеральные лечебные воды. Кроме того, в 1968 г. опубликованы Карта лечебных грязей масштаба 1 : 8 000 000 [93], а в 1970 г. Каталог грязевых месторождений СССР [95]. В работе Л. С. Михеевой, Я. А. Требухова [137] обобщаются сведения о лечебных грязях, методике и основных грязеразведочных работах, рассматриваются вопросы оценки запасов грязей, специальных исследований и ведения грязевого хозяйства.

В 1967 г. ВСЕГИНГЕО опубликована Карта подземных минеральных вод СССР масштаба 1 : 2 500 000 под редакцией Л. А. Яроцкого и при консультации А. М. Овчинникова, в 1976 г. — Объяснительная записка к этой Карте и Каталог пунктов использования подземных минеральных вод СССР.

Учение о МВ нефтяных месторождений в СССР заложил В. А. Сулин (1935, 1946, 1948 гг.). Это учение развивал Г. М. Сухарев (1956, 1959 гг.), М. А. Гатальский, В. А. Кротова, Л. Н. Капченко и многие другие гидрогеологи-нефтяники [108]. Большой вклад в область изучения промышленных МВ сделали И. К. Зайцев, Н. И. Толстихин [77], Н. А. Плотников [165], М. В. Сыроватко [204], С. С. Бондаренко [27, 28], А. В. Кудельский и М. Ф. Козлов [112]. На базе изучения и использования тепла земных недр возникла новая наука — гидрогеотермия [224]. В изучении подземных вод энергетического значения главную роль сыграли работы Ф. А. Макаренко [87], Б. Ф. Маврицкого, К. Ф. Богородицкого, В. В. Иванова, Б. А. Бедера, А. В. Щербакова, Н. М. Фролова и др.

Большое значение в развитии учения о МВ имели совещания гидрогеологов Сибири и Дальнего Востока (с 1957 по 1976 г.), общесоюзные совещания в Ерване и Ташкенте (1975 г.), специальные совещания по лечебным и термальным энергетическим водам [141, 142].

В учение о МВ успешно внедряется метод изотопных исследований, как стабильных изотопов самой воды (кислорода и водорода), так и изотопов разнообразных растворенных в ней минеральных и органических веществ и газов. Начало изучению суммарного изотопного состава воды минеральных источников СССР положил А. С. Уклонский [219]. В 1975 г. под редакцией В. И. Ферровского [179] вышла работа по природным изотопам гидросферы, в которой много внимания уделено применению как методики и техники измерений, так и интерпретации полученных советскими и зарубежными исследователями данных по изотопам природных вод, включая МВ. Появляется ряд работ, которые в той или иной степени касаются изотопов МВ: Е. А. Баскова, В. Е. Ветштейна [84, 85], А. П. Виноградова и др. [39], В. И. Виноградова [38], Э. М. Галимова [48], Ю. А. Шуколюкова, Л. К. Левского [240], В. А. Гриневко [65], И. Н. Толстихина [211], Г. И. Буачидзе [78], А. Е. Бабинца [8], Е. В. Пиннекера [162—164]. Все эти работы свидетельствуют о большой перспективности нового направления в науке о МВ — изучении их изотопного состава. Это направление открывает новый этап в изучении минеральных вод.

Все вышеизложенное свидетельствует об успехах, достигнутых в СССР по изучению региональных закономерностей распространения и формирования МВ, по вопросам геохимии, формирования состава и свойств, включая начавшаяся в области изотопных исследований; по динамике подземных МВ и по методике гидрогеологических исследований МВ — по разработке

новых методов поисков, разведке и оценке запасов ММВ. Однако целый ряд вопросов остается еще недостаточно выясненным. До сих пор нет единства взглядов в отношении понятия «минеральные воды», в начальной стадии разработки находится типизация МВ, на базе которой должна возникнуть естественноисторическая комплексная их классификация. До сих пор остаются дискуссионными вопросы о роли ювенильных вод, флюидов в формировании состава и свойств некоторых групп МВ; еще медленно внедряются изотопные методы исследований; необходимо продолжать усилия в разработке единых научно обоснованных кондиций к лечебным, промышленным и теплоэнергетическим МВ. Требуется ускорить проектирование и выпуск новой измерительной аппаратуры и приборов, усилить меры по охране МВ.

Надо надеяться, что дальнейшие работы в области изучения МВ позволят решить вышепоставленные задачи.

Глава 3

ТИПИЗАЦИЯ МИНЕРАЛЬНЫХ ВОД

Идея объединения минеральных вод в крупные группы по совокупности физических, химических, гидрогеологических и других признаков зародилась в России еще в XVIII в. Она отразилась в одной из наиболее ранних классификаций, предложенной академиком В. М. Севергиным в 1809 г. Идеи В. М. Севергина развиты в работах академика В. И. Вернадского (1934—1936 гг.), который подчеркивал единство природных вод.

Принцип типизации лечебных минеральных подземных вод по совокупности признаков получил свое дальнейшее развитие в работах А. М. Овчинникова (1934—1963 гг.), В. В. Иванова (1956—1975 гг.), А. Л. Яроцкого (1958 г.), В. В. Иванова и Г. А. Невраева (1964 г.) и др.; принцип типизации минеральных озер — в работах Н. С. Курнакова (1896—1931 гг.), М. Г. Валяшко (1962 г.), А. И. Дзевс-Литовского (1944 г.), Е. В. Посохова (1955 г.); комплексная типизация поверхностных и подземных минеральных вод в целом дана Н. И. Толстихиным (1935—1975 гг.), М. Г. Валяшко (1972 г.) и др. [33]. С учетом всех этих работ коллективом отдела гидрогеохимии и поисковой гидрогеологии ВСЕГЕИ была разработана типизация всех поверхностных и подземных природных МВ, которая нашла свое отражение на Гидрохимической карте СССР, опубликованной в 1966 г., и в Пояснительной записке к карте, составленной И. К. Зайцевым и Н. И. Толстихиным в 1972 г. [77].

П о д з е м н ы е М В. Согласно схеме типизации подземные МВ разделяются на: 1) пластовые воды артезианских бассейнов платформ, передовых прогибов и складчатых областей; 2) трещинно-жилые воды гидрогеологических массивов, вулканогенных супербассейнов, адартезианских и некоторых артезианских бассейнов складчатых областей.

Основные типы пластовых МВ артезианских бассейнов можно разделить на следующие группы: 1) несероводородные холодные азотные и метановые, 2) несероводородные термальные азотные и метановые, 3) сероводородные азотные и метановые холодные и термальные, 4) углекислые термальные воды Западно-Сибирской плиты.

А. Среди несероводородных холодных азотных и метановых МВ артезианских бассейнов различаются по анионному составу гидрокарбонатные, сульфатные и хлоридные (табл. 13). К гидрокарбонатным относится нафтусинский тип МВ, лечебным началом которых являются растворенные в них органические вещества. К этому типу относятся воды курортов Трускавец и Сходница [119, 130]. К той же группе принадлежат лопухинский тип радоновых вод и 3 типа железистых вод: курьянский — гидрокарбонатный магниевокальциевый, полюстровский — хлоридно-гидрокарбонатный натриевожелезистокальциевый и лишецкий — гидрокарбонатный магниевокальциевый.

Среди сульфатной ветви выделяются типы: московский — кальциевый, ижевский — натриевый и баталинский — магниевонатриевый, наиболее высокоминерализованный.

Среди хлоридной ветви известны многочисленные и разнообразные типы МВ рассматриваемой группы; чапаевский — железистый слабоминерализованный хлоридный натриевый, сестрорецкий — радоновый солоноватый хлоридный натриевый, акбулакский — солоноватый хлоридный натриевый, старорусский — солоноватый и соленый хлоридный натриевый, к которому помимо МВ Старой Руссы относятся многие солоноватые и соленые воды артезианских бассейнов. К слабым и средней крепости рассолам относится усульский тип вод и близкий по составу усть-кутский тип радоновых рассолов. Среди крепких рассолов выделяется вологодский тип МВ. Наконец, к очень крепким рассолам относится моршинский тип МВ. Помимо хлоридных натриевых к хлоридной группе относятся также солоноватые, соленые и рассольные МВ с повышенным и высоким содержанием кальция, а иногда и с его преобладанием в катионном составе. Среди таких МВ наиболее известен лугельский тип вод в Рионском бассейне Грузии. Достойны упоминания также тутончанский, майлиуский, мархинский типы МВ.

Б. Среди несероводородных термальных азотных и метановых вод артезианских бассейнов тоже выделяются гидрокарбонатные, сульфатные и хлоридные по анионному составу (табл. 14). Гидрокарбонатная ветвь охарактеризована ташкентским типом пресноватых и сакским солоноватых гидрокарбонатнатриевых терм с различным соотношением ионов хлора и сульфата, обычно с преобладанием магния над кальцием.

К сульфатным относятся цхалтубский, цаишский, махачкалинский и джалалабадский типы МВ. Из них цхалтубские пресноватые и джалалабадские слабосолоноватые радоновые воды

Таблица 13

Несероводородные холодные азотные и метановые минеральные воды
артезианских бассейнов (грунтовые и межпластовые)

Анионный состав	Тип	Номер типа *	Газовый состав	Формула Курлова **	t, °C	Специфические компоненты
Гидрокарбонатный	Нафтусинский	1	N ₂ CO ₂	M 0,5—1,0 $\frac{\text{HCO}_370-86 \text{ SO}_49-10 \text{ Cl}7-8}{\text{Ca}47-63 \text{ Mg}26-46 \text{ Na}1-7}$	7—10	Комплекс нефтяных органических веществ
	Лопухинский	2	N ₂ O ₂	M 0,3—0,5 $\frac{\text{HCO}_370-90}{\text{Ca}50-70 \text{ Mg}30-40}$	3—10	
	Курьинский (обуховский)	54	N ₂ O ₂	M 0,3—0,9 $\frac{\text{HCO}_370-90 \text{ SO}_410-30}{\text{Ca}45-70 \text{ Mg}15-35 \text{ Na}1-10}$	4—10	Fe 15—90
	Полостровский	55	N ₂ O ₂	M 0,3 $\frac{\text{HCO}_346 \text{ Cl}34 \text{ SO}_420}{\text{Ca}38 \text{ Fe}34 \text{ Na}21 \text{ Mg}15}$	4—10	Fe 20—30
	Липецкий	56	N ₂ O ₂	M 0,6 $\frac{\text{HCO}_377 \text{ Cl}13 \text{ SO}_410}{\text{Na}58 \text{ Mg}35 \text{ Ca}7}$	4—10	Fe 10
Сульфатный	Московский	3	N ₂ O ₂	M 0,6—2,5 $\frac{\text{SO}_460-90 \text{ HCO}_310-20 \text{ Cl}1-2}{\text{Ca}40-80 \text{ Mg}10-20 \text{ Na}5-20}$	2—10	—
	Ижевский	4	N ₂ O ₂	M 1—5 $\frac{\text{SO}_460-90 \text{ Cl}10-40}{\text{Na}40-60 \text{ Ca}34-36 \text{ Mg}20}$	2—10	—
	Баталинский	5	N ₂ (CO ₂)	M 21 $\frac{\text{SO}_484 \text{ Cl}11 \text{ HCO}_35}{\text{Na}54 \text{ Mg}39 \text{ Ca}7}$	6—15	—
	Сестрорецкий	6	N ₂	M 1—3 $\frac{\text{Cl}80-90 \text{ HCO}_310-20}{\text{Na}70-80 \text{ Ca}10-20 \text{ Mg}8}$	5—10	Rn

Амбулакский	7	N ₂	M 1—5 $\frac{\text{Cl}150-70 \text{ SO}_410-35 \text{ Cl}10-25}{\text{Na}50-70 \text{ Mg}10-30 \text{ Ca}10-30}$	5—20	—
Старорусский	8	N ₂	M 1—35 $\frac{\text{Cl}180-90 \text{ SO}_410}{\text{Na}60-90 \text{ Ca}20 \text{ Mg}10}$	4—20	Br
Оленекский	9	N ₂ CH ₄	M 1—35 $\frac{\text{Cl}160-98}{\text{Na}60-98}$	4—20	Br, I
Усольский	10	N ₂ CH ₄	M 35—130 $\frac{\text{Cl}180-95}{\text{Na}80-95}$	4—20	Br
Усть-кутский	11	N ₂ CH ₄	M 35—130 $\frac{\text{Cl}195-99}{\text{Na}80-95}$	4—20	Br
Вологодский	12	N ₂ CH ₄	M 130—275 $\frac{\text{Cl}195-99}{\text{Na}85-95}$	4—20	Br
Моршинский	13	N ₂ CH ₄	M 275 $\frac{\text{Cl}170-99 \text{ SO}_41-30}{\text{Na}50-99 (\text{Ca}+\text{Mg})1-30}$	4—20	Br
Тутончанский	14	N ₂ CH ₄	M 1—10 $\frac{\text{Cl}194-100}{\text{Ca}30-70 \text{ Na}70-30}$	4—20	Br
Майлисуйский	15	N ₂ CH ₄	M 10—35 $\frac{\text{Cl}195-100}{\text{Ca}30-70 \text{ Na}30-70}$	4—20	Br, I
Лугельский	16	N ₂ CH ₄	M 35—130 $\frac{\text{Cl}195-100}{\text{Ca}30-70 \text{ Na}30-70}$	4—20	Br, I
Мархинский	17	CH ₄	M 35—130 $\frac{\text{Cl}198-99}{\text{Ca}30-70 \text{ Na}70-70}$	2—10	Br, I, B
Чапаевский	—	N ₂	M 0,7—4,0 $\frac{\text{Cl}140-70 \text{ HCO}_39-32 \text{ SO}_421-26}{\text{Na}50-58 (\text{Ca}+\text{Mg}) 50-42}$	4—10	Fe до 30

* Номер типа МВ в табл. 13—21 соответствует номеру типа МВ на Гидрохимической карте СССР (минеральные воды) масштаба 1:5 000 000. Там, где номер типа отсутствует соответствующий тип вводится впервые.

** Здесь и дальше HCO₃ в формуле Курлова читать как HCO₃+CO₃, Na — как Na+K.

Таблица 14

Несероводородные термальные азотные и метановые МВ артезианских бассейнов

Анионный состав	Тип	Номер типа	Газовый состав	Формула Курлова	t, °C	Специфические компоненты
Гидрокар- бонатный	Ташкентский	18	N ₂ -CH ₄	M 0,5-1,0 $\frac{\text{HCO}_3 45-65 \text{ SO}_4 10-35 \text{ Cl} 10-20}{\text{Na} 90-95}$	40-60	Si
	Савский	19	N ₂ -CH ₄	M 1-10 $\frac{\text{HCO}_3 50-60 \text{ Cl} 30-40}{\text{Na} 90-97}$	20-40	Si
Сульфатный	Цхалтубский	20	N ₂	M 0,8 $\frac{\text{SO}_4 38-40 \text{ HCO}_3 34-37 \text{ Cl} 25-27}{\text{Ca} 50-58 \text{ Na} 21-25 \text{ Mg} 20-23}$	34-35	Rn, Si
	Цаишинский	21	N ₂ -CH ₄	M 1-10 $\frac{\text{SO}_4 50-75 \text{ Cl} 20-40}{\text{Na} 40-80 \text{ Ca} 10-50}$	До 80	Si
	Махачкалинский	22	CH ₄	M 1-10 $\frac{\text{SO}_4 45-50 \text{ HCO}_3 30-40}{\text{Na} 80-95}$	До 60	Si
	Джалалабадский	23	N ₂	M 1,4-1,6 $\frac{\text{SO}_4 50-54 \text{ HCO}_3 25-32 \text{ Cl} 20}{\text{Na} 49-52 \text{ Ca} 34-35 \text{ Mg} 12}$	30-50	Rn, Si
Хлоридный	Учкайнарский	24	N ₂	M 0,3 $\frac{\text{Cl} 40-50 \text{ SO}_4 33-35 \text{ HCO}_3 24}{\text{Na} 83}$	20-44	Si
	Караचипский	25	N ₂ , CH ₄	M 1-10 $\frac{\text{Cl} 50-60 \text{ HCO}_3 40-45}{\text{Na} 90-98 \text{ Mg} 2 \text{ Ca} 1}$	30-40	—
	Актумсукский	26	N ₂	M 1-10 $\frac{\text{Cl} 35-50 \text{ SO}_4 20-35 \text{ HCO}_3 15-30}{\text{Na} 55-96 \text{ Ca} 3 \text{ Mg} 1}$	20-50	—
	Евпаторийский	27	N ₂ -CH ₄	M 1-10 $\frac{\text{Cl} 90-95}{\text{Na} 80-90}$	40-60	Br, I, Si
	Нальчикский	28	N ₂ , -CH ₄	M 10-35 $\frac{\text{Cl} 95-98 \text{ HCO}_3 2 \text{ SO}_4 0,5}{\text{Na} 70-90 \text{ Ca} 8 \text{ Mg} 3}$	80	Br, I, Si
	Джетыгоузский	29	N ₂	M 12 $\frac{\text{Cl} 94 \text{ SO}_4 6}{\text{Na} 52 \text{ Ca} 47}$	30-50	Rn, Ra, Si
	Чартакский	30	N ₂ -CH ₄	M 35-130 $\frac{\text{Cl} 97-99}{\text{Na} 50-90 \text{ (Ca+Mg)} 5-30}$	40-60	I, Br, B
	Челекенский	31	CH ₄ -N ₂	M 120-275 $\frac{\text{Cl} 99}{\text{Na} 60-90 \text{ (Ca+Mg)} 10-30}$	40-80	I, Br, B
	Парфеновский	32	CH ₄ -N ₂	M 275 $\frac{\text{Cl} 99}{\text{Ca} 20-76 \text{ Mg} 9-68 \text{ Na} 2-42}$	20-100	Br, I, Fe

характеризуются сложным трехчленным анионным составом с преобладанием кальция в джалтабских водах и натрия в джалалабадских. Особенности цаишских и махачкалинских терм видны из таблицы.

Хлоридная ветвь термальных вод насчитывает 9 основных типов, начиная от учкайнарских акратотерм сложного анионного состава, приуроченных к Иссыккульскому бассейну Тянь-Шаня, и кончая очень крешкими и сверхкрешкими хлоридными рассолами сложного катионного состава, вскрытыми глубокими скважинами в Восточно-Сибирской артезианской области. Термальные воды артезианских бассейнов кремнистые. Их хлоридная ветвь характеризуется присутствием в некоторых водах брома, иода, бора и других специфических компонентов. Джетыгузские термы адартезианского Иссыккульского бассейна радоновые (табл. 14).

В Западно-Сибирской артезианской области выделяются горячие соленые и слабосоленые воды, в которых по отношению Na/Cl различаются четыре группы вод (табл. 15): 1) Na/Cl (в эквивалентах) > 1 , в составе воды присутствует сода — гидрокарбонат натрия, как, например, в пробе воды из верхнеюрских отложений скв. 1-Р Уватской разведочной площади, уватский тип МВ; 2) $\text{Na}/\text{Cl} \approx 1$, например состав воды из меловых отложений скв. 1-Р Ханты-Мансийска, тип вод встречается редко и выделяется

Таблица 15

Термальные азотные и метановые минеральные воды Западно-Сибирского артезианского бассейна

Номер типа	Тип	Газовый состав	$\frac{\text{Na}}{\text{Cl}}$	Формула Курлова	t, °C	Специфические компоненты
1	Уватский	CH_4	≥ 1	М 13,5 $\frac{\text{Cl}180 \text{HCO}_3 20}{\text{Na}97 \text{Ca}2 \text{Mg}1}$	95	Fe, Br, I
2	Хантымансийский	N_2, CH_4	~ 1	М 11 $\frac{\text{Cl}92 \text{HCO}_3 8}{\text{Na}92 \text{Ca}5 \text{Mg}2}$	77	Br, I
3	Максимкинский	N_2, CH_4	< 1	М 20 $\frac{\text{Cl}95 \text{HCO}_3 5}{\text{Na}93 \text{Ca}4 \text{Mg}2}$	65,5	Br, I
4	Омский	CH_4, N_2	< 1	М 22 $\frac{\text{Cl}99}{\text{Na}85 \text{Ca}11 \text{Mg}4}$	54	Fe, Br, I
5	Лучинкино, скв. 1-Р	CH_4, N_2	< 1	М 12—19 $\frac{\text{Cl}90-98 \text{HCO}_3 1 \text{SO}_4 1}{\text{Na}45 \text{Ca}30-53 \text{Mg}2-3}$	Свыше 50	Br, I

Примечание. Типы: 1 — гидрокарбонатнонатриевый, 2 — переходный между 1 и 3, 3 — хлормагнийный, 4 — хлоркальциевый, 5 — хлоркальциевый с высоким содержанием хлористого кальция, 1, 3—5 — по В. А. Сулину.

Таблица 16

Сероводородные азотные и метановые холодные и термальные артезианских бассейнов

Анионный состав	Тип	Номер типа	Газовый состав	Формула Курлова	t, °C	Специфические компоненты
Гидрокарбонатный	Великолукский	33	N ₂ , H ₂ S	M 0,2—0,5 $\frac{\text{HCO}_3 60-80}{\text{Mg} 40-70 \text{ Ca} 15-41}$	6—20	H ₂ S до 30
	Мшанецкий	34	N ₂ , CH ₄ , H ₂ S	M 1—3 $\frac{\text{HCO}_3 50-80 \text{ SO}_4 20-50}{\text{Ca} 60-80 \text{ Na} 30 \text{ Mg} 28}$	5—20	H ₂ S > 50
	Гориджваринский	35	N ₂ , CH ₄ , H ₂ S	M 0,8—5 $\frac{\text{HCO}_3 44 \text{ SO}_4 20-40 \text{ Cl} 26}{\text{Na} 84 \text{ Ca} 12 \text{ Mg} 4}$	До 20	H ₂ S
	Псекупский	36	N ₂ , CO ₂ , H ₂	M 0,3—9,6 $\frac{\text{HCO}_3 15-74 \text{ Cl} 15-85 \text{ SO}_4 0-24}{\text{Na} 51-98 \text{ CaO}-48}$	15—60	H ₂ S
Сульфатный	Кемерийский	37	N ₂ , H ₂ S	M 0,6—2,5 $\frac{\text{SO}_4 70-75 \text{ HCO}_3 20-30}{\text{Ca} 50-90 \text{ Mg} 10-30}$	5—15	H ₂ S до 50
	Городокский	38	N ₂ , H ₂	M 1—3 $\frac{\text{SO}_4 60-90}{\text{Ca} 70-90}$	5—15	H ₂ S до 50
	Сергиевский	39	N ₂ , H ₂ S	M 1—3 $\frac{\text{SO}_4 75-80 \text{ HCO}_3 15-25}{\text{Ca} 60-90}$	5—15	H ₂ S > 50
	Тбилисский	40	N ₂ , CH ₄ , H ₂ S	M 0,4—5 $\frac{\text{SO}_4 40-60 \text{ Cl} 10-30 \text{ HCO}_3 10-20}{\text{Na} 50-60 \text{ Ca} 20-35 \text{ Mg} 2-10}$	35—50	H ₂ S до 50
	Ключевский	41	N ₂ , H ₂ S, CO ₂	M 1—5 $\frac{\text{SO}_4 50-80 \text{ Cl} 10-20 \text{ HCO}_3 10-20}{\text{Na} 40-70 \text{ Ca} 10-30 \text{ Mg} 10-20}$	5—20	H ₂ S > 50

Хлоридный

Феодосийский	42	N_2, H_2S
Ейский	43	N_2, H_2S, CO_2
Красноусольский	44	N_2, H_2S
Соколиногорский	45	N_2, H_2S
Мацестинский	46	$CH_4, N_2, CO_2,$ H_2S
Шиховский	47	$CH_4, CO_2,$ N_2, H_2S
Иркутский	48	N_2, H_2S
Усть-качкинский	49	CH_4, N_2, H_2S
Ходжибадский	50	CH_4, N_2, H_2S
Ишимбаевский	51	$CH_4, N_2,$ H_2S, CO_2
Осинский	52	H_2S, N_2
Серноводский	—	N_2, CH_4

M 1-10	$\frac{\text{Cl}70-96 \text{HCO}_35-35 \text{SO}_42}{\text{Na}60-80}$	5-30	H ₂ S до 50
M 1-10	$\frac{\text{Cl} 50-80 \text{HCO}_35-30 \text{SO}_45-20}{\text{Na}60-85}$	5-30	H ₂ S > 50
M 1-10	$\frac{\text{Cl}90-95}{\text{Na}90-95}$	5-20	H ₂ S до 50, Rn
M 10-35	$\frac{\text{Cl}80-95}{\text{Na}80-95}$	5-50	H ₂ S до 50
M 5-50	$\frac{\text{Cl}90-97}{\text{Na}80 \text{Cl}15}$	30-40	H ₂ S 50-400, Br, I
M 7-25	$\frac{\text{Cl}50-60 \text{HCO}_320-40 \text{SO}_45-15}{\text{Na}60-50 \text{Ca}5-20}$	60-80	H ₂ S до 500 Br, I
M 35-130	$\frac{\text{Cl}90}{\text{Na}90-95}$	30-50	H ₂ S до 50, Br, I
M 35-130	$\frac{\text{Cl}90}{\text{Na}80-95}$	10-30	H ₂ S > 50, Br, I
M 130-275	$\frac{\text{Cl}90-99}{\text{Na}50-70 \text{Ca}10-40}$	10-80	H ₂ S до 50
M 130-275	$\frac{\text{Cl}90-99}{\text{Na}50-70 \text{Ca}10-40}$	10-80	H ₂ S 50-500 Br, I
M 275-370	$\frac{\text{Cl}99}{\text{Ca}40-80 \text{Na}2-50 \text{Mg}4-15}$	10-80	H ₂ S до 2500 Br, B
M 3	$\frac{\text{Cl}67 \text{HCO}_324}{\text{Na}94 \text{Mg}4}$	67	H ₂ S, Si

как хантымансийский; 3) $Na/Cl < 1$, в составе воды присутствуют хлориды магния и отсутствуют хлориды кальция, например воды из юрских отложений скв. 1-Р Максимкина Яра, выделяемые в максимкинъярский тип; 4) $Na/Cl < 1$, в составе воды присутствуют хлориды кальция, $Ca/Na \cong 1$, например воды из нижнемеловых отложений г. Омска, омский тип. Наиболее высокое содержание хлористого кальция наблюдается в артезианских МВ, вскрытых Лучинкинской скважиной в фундаменте Западно-Сибирской артезианской области в интервале от 1035 до 1200 м (табл. 15).

В. Сероводородные воды артезианских бассейнов, холодные и горячие, по анионному составу также могут быть подразделены на гидрокарбонатные, сульфатные и хлоридные (табл. 16). Гидрокарбонатные воды подразделяются на собственно гидрокарбонатные — великолукский и мшанецкий типы, хлоридно-гидрокарбонатные — псекупский тип и сульфатно-гидрокарбонатные — гориджваринский тип. Через гидрокарбонатно-сульфатные прослеживается переход к сульфатной ветви сероводородных вод, через хлоридно-гидрокарбонатные — к хлоридной. Гидрокарбонатные воды в целом пресноватые, солоноватые и слабосоленые с преобладанием магния, кальция или натрия. По присутствию газов азотные, метановые и смешанные. Формирование вод происходит в бедных сульфатами и сульфидами породах при наличии в водах органических веществ, а в породах — битумов.

Среди сульфатных вод различаются сульфатные, гидрокарбонатно-сульфатные и хлоридно-сульфатные, преимущественно кальциевые, магниевокальциевые, натриевокальциевые. Формирование сероводорода сульфатных вод происходит при воздействии сероводородных бактерий в результате трех основных процессов: 1) смешения сульфатных вод с водами, богатыми углеводородами, или воздействия на сульфатные воды битуминозных пород, 2) питания сульфатных вод богатыми органикой болотными водами, миграции болотных вод в сульфатные породы, 3) разгрузки сульфатных вод в болотные образования и в торфяники. К сероводородным сульфатным относятся кемерийский, городокский, сергиевский, тбилисский, ключевский и некоторые другие типы вод.

Среди хлоридных вод выделяется свыше 10 типов: от солоноватых феодосийского и ейского типов до очень крепких и сверхкрепких рассолов осинского типа. Наряду с хлоридными встречаются и гидрокарбонатно-хлоридные, редко с повышенным содержанием сульфатов. Наряду с натриевыми имеются кальциевонатриевые и натриевокальциевые до кальциевых включительно. По составу газов преобладают метановые и азотнометановые. Помимо сероводорода, содержание которого в отдельных случаях повышается до 400—2500 мг/л (общий сероводород), изредка встречаются бром, иод, бор и радон.

Наиболее крупное значение среди сероводородных хлоридных натриевых вод с повышенным содержанием кальция имеют воды

мацестинского типа, на базе которых существует крупнейший курорт Сочи — Мацеста. Температура МВ до 40° С, содержание общего сероводорода до 400 мг/л.

Г. Углекислые термальные воды Западно-Сибирской плиты вскрыты глубокими скважинами в основании осадочного чехла бассейна, сложенного мезозойскими отложениями, на Мулымвинской, Семивидовской, Сомутнельской и других разведочных на нефть и газ площадях на западе, востоке и юге Западно-Сибирской артезианской области. Эти углекислые и метановоуглекислые горячие воды приурочены к зонам разрывных нарушений в фундаменте, проникают в чехол бассейна и характеризуются хлоридно-гидрокарбонатным и гидрокарбонатно-хлориднонатриевым составом (табл. 17), сходны с арзинскими и ессентукскими водами, но имеют высокую температуру.

Таблица 17

Углекислые минеральные воды
Западно-Сибирской артезианской области

Номер типа	Тип	Газовый состав	Формула Курлова	t, °C	Специфические компоненты
1	Шаимский	CO ₂ (CH ₄)	M 15—30 $\frac{Cl65-80 HCO_3 20-35}{Na68-88 Mg15 Ca11}$	> 50	CO ₂
2	Мулымвинская площадь, скв. 46 и 12	CO ₂ (CH ₄)	M 24—30 $\frac{Cl51-65 HCO_3 24-48}{Na99-100}$	> 50	I, Br, Si, CO ₂

Помимо Западно-Сибирской артезианской области углекислые холодные и термальные МВ выходят в виде источников и вскрыты буровыми скважинами в некоторых предгорных (Кавказ) и межгорных (Кавказ, Забайкалье) артезианских бассейнах молодых гидрогеологических складчатых областей. Основные типы трещинно-жильных подземных МВ гидрогеологических массивов, вулканогенных супербассейнов, адартезианских и артезианских бассейнов гидрогеологических складчатых областей можно подразделить на: 1) сероводородноуглекислые и фумарольные термы областей современного вулканизма; 2) азотноуглекислые парогидротермы и термы областей современного вулканизма; 3) углекислые и азотноуглекислые холодные и термальные воды областей недавно угасшего вулканизма; 4) азотные и метановые термы гидрогеологических массивов, артезианских и адартезианских бассейнов современных сейсмических областей; 5) кислые воды рудничного типа; 6) радоновые холодные кислородноазотные и азотные.

1. К сероводородноуглекислым МВ относятся фумарольные и сольфатарные термы, образующиеся в пределах отдельных участков в молодых действующих вулканогенных супербассейнах. Они связаны с современными фумаролами и сольфатарами. Формирование вод этой группы происходит под непосредственным воздействием современных вулканических процессов (эксталяций). Все эти воды газируют углекислым газом и сероводородом. Среди МВ данной группы различаются солянокислые — эбекский тип, сернокислые — головнинский и смешанные соляносернокислые — менделеевский (табл. 18). Все три типа кислых терм встречаются в пределах фумарольных полей современных действующих вулканов Эбеко, Менделеева, Головнина и др. Здесь можно наблюдать разнообразие кислых терм. При этом солянокислые формируются, по-видимому, на более значительных глубинах. В погасших вулканах Камчатки, Дальнего Востока, Забайкалья, Кавказа кислые воды не обнаружены, что свидетельствует о быстрой во времени смене кислых терм холодными пресными водами атмосферного происхождения.

Следует отметить, что в пределах одного и того же вулкана могут быть встречены разные типы вод. Так, фумарольные термы вулкана Головнина сернокислые, а оз. Головнинского на том же вулкане — солянокислые.

2. Азотноуглекислые парогидротермы и термы областей современного вулканизма нередко с повышенным содержанием кремнекислоты и бора (ранние мофетты). Эти МВ формируются в позднюю фазу поствулканических процессов. Они представляют собой воды выщелачивания, инфильтрационные или седиментационные, насыщенные углекислотой вулканического происхождения. Среди ранних мофетт наиболее четко выделяются хлоридные натриевые парогидротермы паужетского типа. Помимо них намечается сульфатная ветвь — апапельский тип и гидрокарбонатная ветвь — тимоновский тип. Все эти типы характеризуются сложным анионным составом, преобладанием натрия среди катионов (табл. 18).

3. Углекислые и азотноуглекислые холодные и реже термальные МВ областей недавно угасшего (KZ) вулканизма. Данная группа представлена МВ разного анионного и катионного состава, различной, преимущественно небольшой минерализации (пресноватые и солоноватые воды), нередко с повышенным содержанием брома, иода, железа, иногда мышьяка и других микрокомпонентов. Они формируются под воздействием вулканогенной углекислоты в районах современной и недавно угасшей вулканической деятельности в пределах гидрогеологических складчатых областей в разных структурно-гидрогеологических условиях. Глубинные вулканогенные (магматические и метаморфические) газы этой группы вод состоят преимущественно из углекислоты с примесью азота и метана. В отдельных случаях часть углекислого и другие газы имеют, возможно, и другое происхождение. Среди поздних мофетт выявляются по условиям залегания: а) трещинно-жилвные

углекислые воды гидрогеологических массивов, б) пластово-трещинные воды адартезианских бассейнов, в) трещинно-пластовые воды межгорных, латеральных и других артезианских бассейнов с поступающим в них из фундамента углекислым газом; г) воды вулканических супербассейнов.

По химическому анионному составу углекислые МВ образуют 3 отчетливо выраженные ветви: гидрокарбонатную, сульфатную и хлоридную. Ветвь гидрокарбонатных вод наиболее многочисленна. Среди них наиболее известными являются дарасуны, нарзаны кисловодского и баксанского типов, боржомский и эссен-тукский типы МВ. Сульфатная ветвь углекислых вод представлена абанонским типом сульфатных кальциевых и кызылкайрагачским — сульфатным магниевым. Среди анионов второе место занимают гидрокарбонат-ион, а среди катионов — натрий. Хлоридная ветвь немногочисленна. Она представлена сложным по составу пятигорским типом, арзнинским и джульфинским гидрокарбонатно-хлоридных МВ и хлоридным натриевым — ереванским типами МВ.

Необходимо выделить ряд гидрокарбонатных типов вод: дарасунский щелочноземельный, близдарасунский (шивандинский) с содержанием натрия до 50% экв., близбалейский (ласточкин-ский) с наличием натрия свыше 50% экв. и балейский — натриевый гидрокарбонатный тип МВ. Увеличение содержания сульфат-иона формирует сначала кисловодский тип нарзанов, а затем и сульфатную ветвь абанонского — кызылкайрагачского типов МВ, увеличение содержания иона хлора и натрия — баксанский тип нарзанов, а затем эссен-тукский тип МВ. Дальнейшее увеличение содержания хлоридов натрия (свыше 50% экв.) характерно для хлоридной ветви углекислых вод, которые формируются в соленосных породах и в зоне застойных вод.

Среди гидрокарбонатных натриевых МВ выделяются два типа: балейский, образующийся в континентальных впадинах с содовым типом соленакопления, и боржомский, формирующийся в породах морского генезиса. Крайним представителем содовых вод боржомского типа является месторождение содовых углекислых МВ Тунгор с минерализацией до 58 г/л, вскрытое буровой скважиной на севере о. Сахалин.

Углекислые воды приурочены к одной провинции МВ, различные части которой развиваются во времени начиная с областей современной вулканической деятельности (Тихоокеанское ожерелье) и кончая Кавказско-Крымско-Карпатской областями проявления поздних мофетт.

4. Азотные и метановые термальные воды образуются в зонах глубоких тектонических разломов в молодых сейсмических областях. Они могут формироваться в пределах гидрогеологических массивов или в фундаменте артезианских или адартезианских бассейнов и в последующем мигрировать в осадочный чехол.

Таблица 18

Углекислые МВ складчатых областей

Анионный состав	Тип	Номер типа	Газовый состав	Формула Курлова	t, °C	Специфические компоненты
-----------------	-----	------------	----------------	-----------------	-------	--------------------------

Сероводородно-углекислые и фумарольные термы областей современного вулканизма

Сульфатный	Головинский	76	H ₂ S, CO ₂	M 5 $\frac{(SO_4+HSO_4) 99}{H56 Al21 Fe12 Ca8 Mg4}$	95—110	pH 0,5—2
Сульфатно-хлоридный	Менделеевский	77	H ₂ S, CO ₂	M 4—15 $\frac{Cl40-70 (SO_4+HSO_4) 35-65}{H30-40 Na10-30 Al15-20}$	60—95	pH 1—2, Fe и др.
Хлоридный	Эбекский	78	H ₂ S, CO ₂	M 2—70 $\frac{Cl80-100 (SO_4+HSO_4) 0-20}{H10-100 Na0-50 Ca0-20}$	30—100	pH 1—3, Fe, Al и др.

Азотно-углекислые парогидротермы и термы областей современного вулканизма

Гидрокарбонатный	Тимоновский	79	N ₂ , CO ₂	M 2,9—3,2 $\frac{HCO_3 43 Cl 24 SO_4 21}{Na68 Ca18 Mg14}$	До 50	—
Сульфатный	Апальский	80	N ₂ , CO ₂	M 1,5—3 $\frac{SO_4 30-60 HCO_3 15-35 Cl 10-30}{Na85-95 Ca7 Mg6}$	До 100	Si, Br, As, Li
Хлоридный	Паужетский	81	N ₂ , CO ₂	M 3 $\frac{Cl 48-95 HCO_3 10-40 SO_4 4-10}{Na94 Ca1-4}$	До и >100	Si

**Углекислые и азотно-углекислые холодные и термальные МВ областей
недавно угасшего (KZ) вулканизма**

Гидро- карбонатный	Дарасунский	58	CO ₂	M 0,5—5 $\frac{\text{HCO}_3 52-91 \text{ SO}_4 8-45}{\text{Ca} 42-55 \text{ Mg} 1-48 \text{ Na} 6-56}$	1—7	(Fe)
	Молоковский	59	CO ₂	M 0,2—3 $\frac{\text{HCO}_3 75-99 \text{ SO}_4 10-20 \text{ Cl} 1-19}{\text{Ca} 28-60 \text{ Mg} 25-50 \text{ Na} 11-47}$	0,2—7	Rn
	Шумацкий	60	CO ₂ , N ₂	M 1—2 $\frac{\text{HCO}_3 94-99}{\text{Ca} 44-55 \text{ Mg} 35-55 \text{ Na} 9}$	20—39	—
	Чвижепсинский	61	CO ₂	M 1—5 $\frac{\text{HCO}_3 93}{\text{Ca} 66 \text{ Na} 21}$	15	As
	Нарзанский	62	CO ₂	M 1—10 $\frac{\text{HCO}_3 54-75 \text{ SO}_4 20-45 \text{ Cl} 3-15}{\text{Ca} 55-56 \text{ Mg} 20-30 \text{ Na} 13-24}$	14—17	—
	Баксанский	—	CO ₂	M 0,3—4,5 $\frac{\text{HCO}_3 53-86 \text{ Cl} 13-28}{\text{Ca} 36-73 \text{ Na} 14-34 \text{ Mg} 10-25}$	6—11	(Fe)
	Шивандинский (близдарасунский)	—	CO ₂	M 1,6 $\frac{\text{HCO}_3 96 \text{ SO}_4 3 \text{ Cl} 1}{\text{Ca} 35 \text{ Mg} 34 \text{ Na} 28}$	1,6	—
	Балейский	63	CO ₂	M 1—15 $\frac{\text{HCO}_3 82-100 \text{ SO}_4 0-32}{\text{Na} 50-90 \text{ Ca} 9-38 \text{ Mg} 7-43}$	1—10	—
	Ласточкинский (близбалейский)	—	CO ₂	M 2,4 $\frac{\text{HCO}_3 100}{\text{Na} 53 \text{ Mg} 24 \text{ Ca} 23}$	5	—
	Железноводский	64	CO ₂	M 3—6,3 $\frac{\text{HCO}_3 32-55 \text{ SO}_4 33-48 \text{ Cl} 15-17}{\text{Na} 57-59 \text{ Ca} 31-33}$	15—55	—
	Джермукский	65	CO ₂	M 2—6 $\frac{\text{MCO}_3 50-95 \text{ SO}_4 5-27 \text{ Cl} 5-19}{\text{Na} 67-80 \text{ Ca} 11-21 \text{ Mg} 9-13}$	50—70	Si, B
	Боржомский	66	CO ₂	M 5—10 $\frac{\text{HCO}_3 84-90 \text{ Cl} 10-15}{\text{Na} 77-99}$	19—42	(Br, I)

Продолжение табл. 18

Анионный состав	Тип	Номер типа	Газовый состав	Формула Курлова	t, °C	Специфические компоненты
Гидрокарбонатный	Ессентукский	67	CO ₂	M 2-14 $\frac{\text{HCO}_3 59-62 \text{ Cl} 38-41}{\text{Na} 87-94 \text{ Ca} 2-6 \text{ Mg} 2-5}$	11-48	—
	Хмельниковский	68	CO ₂	M 1-5 $\frac{\text{HCO}_3 50-80 \text{ Cl} 110-45}{\text{Na} 50-70 (\text{Ca} + \text{Mg})}$	4-10	Rn
	Гармчашминский	69	CO ₂	M 3,2 $\frac{\text{HCO}_3 82 \text{ Cl} 28 \text{ SO}_4 10}{\text{Na} 81 \text{ Ca} 13}$	30-65	(H ₂ S), Si
Сульфатный	Абаноцкий	70	CO ₂	M 0,5-3 $\frac{\text{SO}_4 55-88 \text{ HCO}_3 28-45 \text{ Cl} 3-27}{\text{Ca} 35-88 \text{ Na} 4-53 \text{ Mg} 8-14}$	18-51	—
	Кызылкайрагачский	71	CO ₂	M 1-3 $\frac{\text{SO}_4 60 \text{ HCO}_3 28 \text{ Cl} 14}{\text{Mg} 46 \text{ Na} 34 \text{ Ca} 20}$	9-10	H ₂ S
Хлоридный	Ереванский	72	CO ₂	M 10-150 $\frac{\text{Cl} 85-98}{\text{Na} 78-89}$	10-38	—
	Арзинский	73	CO ₂	M 5-20 $\frac{\text{Cl} 65-80 \text{ HCO}_3 17-28}{\text{Na} 68-88 \text{ Mg} 15 \text{ Ca} 11}$	10-20	—
	Джюльфинский	74	CO ₂	M 2-35 $\frac{\text{Cl} 63 \text{ HCO}_3 31}{\text{Na} 92}$	10-30	As
	Пятигорский	75	CO ₂	M 2-15 $\frac{\text{Cl} 38-68 \text{ HCO}_3 26-46 \text{ SO}_4 6-27}{\text{Na} 60-93 \text{ Ca} 1-33 \text{ Mg} 0,8}$	10-60	Si, H ₂ S, Rn

Данная группа вод характеризуется газами преимущественно воздушного происхождения, иногда с примесью биогенных и предположительно глубинных. Преобладает азот, реже метан. Высокое содержание гелия во многих термах свидетельствует о длительных во времени и в пространстве путях миграции вод.

По анионному составу среди терм выделяются три ветви: гидрокарбонатная, сульфатная и хлоридная. Среди гидрокарбонатных натриевых выделяются хлоридно-фторидно-гидрокарбонатный натриевый кульдурский тип терм и близкий к ним, но с меньшим содержанием фтора былыринский радоновый тип. Высоким содержанием сульфат-иона характеризуются белокурихинский радоновый и могойский типы терм (табл. 19). Обособленно стоит тип тункинских хлоридно-гидрокарбонатных натриевых терм. Они могут рассматриваться как дериваты жильных терм фундамента, мигрировавших в чехол межгорного артезианского бассейна байкальского типа.

Азотные, метановые и смешанные хлоридно-сульфатные кальциенатриевые термы питателевского типа сложного газового состава относятся к сульфатной группе терм. Они формируются в фундаменте и чехле артезианского межгорного бассейна забайкальского типа, сложенного юрскими и мощными аллювиальными отложениями долины р. Селенги. К сульфатной ветви принадлежат многочисленные азотные термы Прибайкалья, Алтай, Тянь-Шаня, Памира. Среди них можно выделить радоновые термы обигармского, исыякатинского и аксуйского типов, сульфатные натриевые кремнистые термы горячинского типа, на которых базируется один из древнейших курортов Прибайкалья — Горячинск и другие (табл. 19).

К хлоридным относятся пресноватые и слабосолоноватые азотные термы апачинского, жировского и бузучукского типов. К солоноватым и соленым с минерализацией до 35 г/кг принадлежат многие термы морских побережий, в частности Чукотского полуострова, Охотского и Берингова морей. Эти термы возникают в зонах крупных молодых разломов в результате смешения соленых иловых вод моря с пресными инфильтрационными водами суши и последующего их преобразования. Таковы мотыклейский, киванский и другие типы прибрежно-морских терм. По некоторым данным к прибрежно-морским термам сложного состава относятся Мацестинские источники Кавказа. Но присутствие в них сероводорода позволило отнести их к типу сероводородных терм латеральных бассейнов (табл. 16).

На некоторой глубине от земной поверхности термальные воды вскрываются буровыми скважинами повсюду, что свидетельствует о повсеместном их нахождении. Выше были охарактеризованы лишь некоторые типы терм, присущих второй провинции и обычно выходящих на поверхность по молодым разломам.

5. Кислородноазотные и азотные кислые воды (рудничного типа) гидрогеологических складчатых областей относятся к апровин-

Таблица 19

Азотные и метановые термы гидрогеологических складчатых областей

Анион- ный экс- тав	Тип	Номер тип	Газовый состав	Формула Курлова	t, °C	Специфические компоненты
Гидрокарбонатный	Абаканский	82	N ₂	M 0,4 $\frac{\text{HCO}_3 65 - 80 \text{ SO}_4 10 - 31 \text{ Cl} 4 - 13}{\text{Ca} 48 \text{ Mg} 30 \text{ Na} 22}$	20—50	—
	Кульдурский	83	N ₂	M 0,4 $\frac{\text{HCO}_3 45 \text{ F} 24 \text{ Cl} 21 \text{ SO}_4 10}{\text{Na} 99}$	До 90	F, Si
	Былыринский	84	N ₂	M 0,1—0,4 $\frac{\text{HCO}_3 60 - 81 \text{ F} 16 \text{ Cl} 9 - 13 \text{ SO}_4 6}{\text{Na} 88 - 96 \text{ Ca} 3 - 6 \text{ Mg} 1 - 6}$	40—42	F, Si, Rn
	Могойский	85	N ₂	M 0,3—0,7 $\frac{\text{HCO}_3 49 - 74 \text{ SO}_4 22 - 33 \text{ Cl} 10 - 25}{\text{Na} 87 - 91 \text{ Ca} 6 \text{ Mg} 3}$	До 70	Si
	Белокурихинский	86	N ₂	M 0,3—0,4 $\frac{\text{HCO}_3 30 - 50 \text{ SO}_4 30 - 40 \text{ Cl} 10}{\text{Na} 90 - 95 \text{ Ca} 7 \text{ Mg} 4}$	35	Si, Rn
	Чажминский	87	N ₂ , CH ₄	M 0,1—0,9 $\frac{\text{HCO}_3 40 - 65 \text{ Cl} 20 - 40}{\text{Na} 58 - 90 (\text{Ca} + \text{Mg}) 41 - 10}$	90	Si
	Елисуйский	88	N ₂ , CH ₄	M 1—5 $\frac{\text{HCO}_3 90 - 97 \text{ Cl} 3}{\text{Na} 80 - 87 \text{ Ca} 2 \text{ Mg} 1}$	50	H ₂ S
	Тункинский	—	CH ₄ , N ₂	M 1—2 $\frac{\text{HCO}_3 83 - 93 \text{ Cl} 6 - 14 \text{ SO}_4 1 - 2}{\text{Na} 89 - 90 \text{ Ca} 2 - 10 \text{ Mg} 2}$	50	—
Сульфатный	Обигармский	89	N ₂	M 0,3—2,5 $\frac{\text{SO}_4 55 - 93 \text{ Cl} 4 - 36 \text{ HCO}_3 8}{\text{Ca} 50 - 75 \text{ Na} 20 - 45 \text{ Mg} 5}$	60	Rn
	Горячинский	90	N ₂	M 0,5—0,8 $\frac{\text{SO}_4 70 - 90 \text{ HCO}_3 10 \text{ Cl} 10}{\text{Na} 80 - 85 \text{ Ca} 5 - 10 \text{ Mg} 1}$	90	Si, F
	Аллинский	91	N ₂	M 0,3—0,8 $\frac{\text{SO}_4 30 - 60 \text{ HCO}_3 28 - 43}{\text{Na} 94}$	90	Si, (H ₂ S), F, Zi

	Иссыкатинский	92	N ₂	M 0,5—1,2 $\frac{SO_4 42-49 Cl 30-41 HCO_3 18-21}{Na 82-96 Ca 4-17 Mg 1}$	80	Si, Rn
	Чарский (подтип)	—	N ₂	M 0,6 $\frac{SO_4 51 (Cl + F) 29 HCO_3 20}{Na 97 Ca 2 Mg 1}$	50	F, Si
	Аксуйский]	93	N ₂	M 0,4—1 $\frac{SO_4 40-75 Cl 15-40 HCO_3 16-58}{Na 85-94 Ca 4-13 Mg 1-2}$	60	Rn
	Арчманский	94	N ₂ , CH ₄	M 1—10 $\frac{SO_4 59 Cl 36 HCO_3 5-25}{Na 54-66 Ca 22-31 Mg 12-15}$	40	H ₂ S, (Rn)
	Коуский	95	N ₂ , CH ₄	M 1—10 $\frac{SO_4 45-65 Cl 23-24 HCO_3 10-20}{Na 44-60 Ca 16-23 Mg 13-23}$	30	H ₂ S
	Фирюзинский	96	N ₂	M 1—5 $\frac{SO_4 60-90 Cl 4-10 HCO_3 4-10}{Ca 40-50 Mg 25-35 Na 15-25}$	30	H ₂ S
	Питателевский	—	N ₂ , (CH ₄)	M 1,5—2 $\frac{SO_4 68-76 Cl 21-30 HCO_3 2-3}{Na 78-81 Ca 8-22 Mg 1}$	70	Si
Хлоридный	Апачинский	97	N ₂	M 0,5—0,7 $\frac{Cl 145 HCO_3 34 SO_4 21}{Na 98 Ca 1 Mg 1}$	80	Si
	Жировский	98	N ₂	M 0,5—1,5 $\frac{Cl 145-65 SO_4 25-35}{Na 90-95}$	100	Si
	Бузучукский	99	N ₂	M 0,5—0,9 $\frac{Cl 189 SO_4 6 HCO_3 5}{Na 52 Ca 38 Mg 1}$	40	Rn
	Кивакский	100	N ₂	M 0,3—35 $\frac{Cl 190-99}{Na 55-90 Ca 8-40}$	80	Br, I
	Мотыклейский	101	N ₂	M 3—20 $\frac{Cl 195-99}{Ca 50-70 Na 30-70}$	40	Br, I
	Коуленский	102	N ₂ , CH ₄	M 1,5—10 $\frac{Cl 150-77 SO_4 10-30 HCO_3 10-20}{Na 55-85 Ca 4-38 Mg 3-8}$	40	H ₂ S
	Астаранский	103	N ₂ , CH ₄	M 10—35 $\frac{Cl 198-100}{Na 40-80 Ca 20-60}$	80	Br, I, H ₂ S
	Таватумский	—	N ₂	M 15 $\frac{Cl 199 SO_4 1}{Ca 51 Na 47}$	61	Si, Br

циальным, т. е. встречающимся в разных провинциях МВ и за их пределами. Таковы типы марциальных вод Карелии, маровский и уланбулакский — Забайкалья, бзыбийский и зубийский — Кавказа, гайский — Урала (табл. 20).

По минерализации эти воды относятся к пресноватым и солоноватым, по анионному составу к сульфатным с различным содержанием ионов хлора и гидрокарбоната. Отличительной чертой их является повышенное и высокое содержание железа, алюминия и некоторых других металлов — марганца, меди, мышьяка; $pH = 2 \div 6$ (табл. 20).

6. Радоновые воды известны провинциальные, например молоковский тип углекислых радоновых дарасунов или джетьюгузский тип азотных радоновых терм, и апровинциальные — многочисленные кислородноазотные и азотные радоновые воды, присущие преимущественно гранитоидам любых апровинциальных областей и районов, а также часто встречающиеся в первой и второй провинциях МВ (табл. 21). К радоновым апровинциальным водам относятся группы гидрокарбонатных, сульфатных и хлоридных МВ. К гидрокарбонатным относятся знаменский (Украина) и хасуртаевский (Забайкалье) типы гидрокарбонатных натриевых и гидрокарбонатных кальциевых радоновых вод. К сульфатным радоновым принадлежат типы увильдский (Урал) кальциевых и новоукраинский натриевых радоновых вод. К типу хлоридных относится сунгульский хлоридных кальциевых радоновых вод на Урале с микрокомпонентами — марганцем и железом [101, 114].

Радоновые апровинциальные воды широко распространены среди гидрогеологических массивов, сложенных гранитоидами. Эти воды известны на Балтийском, Украинском кристаллических массивах, на восточном склоне Урала, в Центральном Казахстане. Забайкалье может быть названо страной радоновых вод [22], здесь известно свыше 1000 источников. Кроме того, здесь известны провинциальные — радоновые термы и радоновые углекислые МВ.

Минеральные озера. Среди минеральных озер по генезису солевого состава выделены четыре основные группы [33, 173]: 1) материковые, солевой состав формируется под влиянием атмосферного, речного, грунтового и артезианского питания; 2) материковые, солевой состав формируется преимущественно за счет выщелачивания соленосных отложений и растворения каменной соли; 3) морских побережий с преимущественно морским и смешанным питанием; 4) вулканического происхождения, в питании которых принимают участие вулканические эксталяции.

По ионным соотношениям, согласно М. Г. Валяшко и другим, выделяются озера: I — карбонатные содовые, II — сульфатно-натриевые, III — сульфатномагниевого или хлормагниевого, IV — хлоридные хлоркальциевые, V — кислые озера современных вулканических областей — сернокислые, солянокислые и смешанные. Сводка главнейших типов минеральных озер приводится в табл. 22, а их описание дано в гл. 17 «Минеральные озера».

Таблица 20

Кислые воды (рудничного типа) складчатых областей

Анионный состав	Тип	Номер типа	Газовый состав	Формула Курлова	t, °C	Специфические компоненты
Сульфатный	Марциальный	108	N ₂	M 0,5 $\frac{SO_4 67-76 HCO_3 21 Cl 2}{Mg 35-38 Fe 34-35 Ca 25-27 Na 4}$	2-10	pH=6, Al, Mn
	Маровский	109	N ₂ , CO ₂	M 0,7-5 $\frac{SO_4 98}{Ca 44-56 Mg 14-20 Al 12-14}$	1-10	pH=2 ÷ 4, Al, Mn
	Бзыбийский	110	CO ₂	M 0,3-1 $\frac{SO_4 90-100 Cl 0,9}{Al 50-60 Fe 20-30 Mg 8-23}$	2-10	pH=2 ÷ 4, Al, As и др.
	Гайский	111	N ₂ , CO ₂	M 3-4,2 $\frac{SO_4 80 Cl 20}{Al 50 Ca 16 Mg 13}$	2-10	pH=2 ± 4, Al
	Уланбулакский	112	N ₂ , CO ₂	M 3-6,4 $\frac{SO_4 96-100}{Fe 24-43 Ca 20-30 Na 23 Mg 21}$	1-10	pH=2 ÷ 3 Mn, Cu, Al и др.
	Зубийский	113	N ₂	M 5,6 $\frac{SO_4 100}{Ca 30 Fe 30 Mg 17 Al 16}$	2-10	pH=2 ÷ 3, As

Таблица 21

Радоновые кислородноазотные и азотные холодные воды гидрогеологических массивов

Анионный состав	Тип	Номер типа	Газовый состав	Формула Курлова	t, °C	Специфические компоненты
Гидрокарбонатные	Хасуртаевский	104	O ₂ , N ₂	M 0,1—0,7 $\frac{\text{HCO}_3 70-90 \text{ SO}_4 10-20 \text{ Cl} 1-2}{(\text{Ca} + \text{Mg}) 65-95 \text{ Na} 5-30}$	2—6	Rn
	Знаменский	105	O ₂ , N ₂	M 0,3—2,5 $\frac{\text{HCO}_3 45-70 \text{ SO}_4 14-24 \text{ Cl} 9-10}{\text{Na} 40-43 \text{ Ca} 34-39 \text{ Mg} 21-23}$	2—10	Rn
Сульфатные	Увильдский	106	O ₂ , N ₂	M 0,1—1,2 $\frac{\text{SO}_4 40-60 \text{ HCO}_3 31-32 \text{ Cl} 8-20}{\text{Ca} 49-88 \text{ Mg} 37 \text{ Na} 10-14}$	2—10	Rn
	Новоукраинский	107	N ₂	M 3,2 $\frac{\text{SO}_4 40-60 \text{ Cl} 30 \text{ HCO}_3 20}{\text{Na} 30-50 \text{ Ca} 20-40 \text{ Mg} 10-30}$	2—10	Rn
Хлоридные	Сунгульский	—	N ₂	M 0,2—9,5 $\frac{\text{Cl} 40-61 \text{ SO}_4 19-26 \text{ HCO}_3 17-34}{\text{Ca} 41-63 \text{ Mg} 21-32 \text{ Na} 16-28}$	5—10	Rn, (Mn, Fe)

Таблица 22

Главнейшие типы минеральных озер

Группа озер по условиям питания	Тип озер	Тип ионных соотношений	$\frac{r_{Na}}{r_{Cl}}$	Формула Курлова	Специфические компоненты
А	Доронинский	I	>1	M 1.5 $\frac{HCO_3 74 Cl 25 SO_4 1}{Na 100}$	—
	Тамбуканский	II	>1	M 50 $\frac{SO_4 65 Cl 34 HCO_3 1}{Na 59 Mg 39 Ca 2}$	Br, I
	Иссык-кульский	II	>1	M 6 $\frac{Cl 48 SO_4 47 HCO_3 5}{Na 68 Mg 25 Ca 7}$	—
	Кучукский	III	~1	M 222 $\frac{Cl 78 SO_4 21 HCO_3 1}{Na 78 Mg 21 Ca 1}$	—
	Хатанурский	III	<1	M 5 $\frac{Cl 47 SO_4 35 HCO_3 18}{Mg 79 Na 16 Ca 5}$	—
	Тинакский	IV	<1	M 306 $\frac{Cl 70 - 89 SO_4 10 - 30}{Ca 32 Mg 22 - 67 Na 0 - 1}$	Br
Б	Кемпедяйский	(III)	~1	M 141 $\frac{Cl 98 SO_4 2}{Na 97 Ca 2 Mg 1}$	—
	Индерский	III	<1	M 266 $\frac{Cl 98 SO_4 2}{Na 84 Mg 16 Ca 1}$	B, Br
	Эльтонский	III	<1	M 230 $\frac{Cl 87 SO_4 13}{Mg 59 Na 40 Ca 1}$	Br
В	Карабогазгольский	II	>1	M 281 $\frac{Cl 60 SO_4 40}{Na 68 Mg 32}$	—
	Сакский	III	<1	M 111 $\frac{Cl 91 SO_4 8 HCO_3 1}{Na 75 Mg 23 Ca 2}$	Br
Г	Курило-Камчатский (оз. Головинское)	V	<1	M 1.3 $\frac{Cl 83 (SO_4 + HCO_3) 17}{Na 51 Ca 22 H 11}$	pH = 2,5, металлы

ПРОВИНЦИИ МИНЕРАЛЬНЫХ ВОД СССР

В основу выделения провинций МВ положены выявленные закономерности распространения типов МВ. На территории СССР можно выделить 3 провинции подземных МВ (рис. 1): первая — углекислых вод районов современной и недавно угасшей вулканической деятельности; вторая — азотных термальных натриевых вод районов, охваченных современными активными сейсмическими явлениями; третья — метановых и азотных холодных и горячих вод артезианских бассейнов. Выделяются также области и районы, где встречаются апровинциальные железистые и радоновые воды.

Первая провинция МВ. Провинция углекислых минеральных вод разнообразного ионного состава с преобладанием пресноватых и солоноватых гидрокарбонатных щелочноземельных холодных вод приурочена в основном к альпийской складчатой зоне (Закарпатье, Кавказ, Памир), затем к камчатско-курильской части Тихоокеанского подвижного пояса и, наконец, к территории палеозойских складчатых образований, омоложенных в кайнозойскую эру и характеризующихся проявлениями молодого вулканизма (Восточный Саян, Тянь-Шань), или мезозойских складчатых сооружений с проявлениями молодого вулканизма, угасшего в четвертичный период (Забайкалье и др.).

Первая провинция разделяется на 2 подпровинции. I подпровинция — *Восточно-Камчатско-Курильская*, охватывает Юго-Восточную Камчатку (1) * и Курильские острова (2). Для подпровинции характерно наличие сероводородноуглекислых терм — типы головнинский, менделеевский, эбекский (табл. 18) и азотноуглекислых — типы тимоновский, апанельский, паужетский, приуроченных к действующим вулканам (табл. 18). Головнинский тип кислых сульфатных терм принадлежит к фумарольным термам «поверхностного формирования» [47, 81, 82]. Генезис этих терм связан с поступлением в грунтовые воды атмосферного питания вулканических газов, состоящих в основном из CO_2 и H_2S . К головнинскому типу сернокислых МВ относятся источники Мутновские на Камчатке, Сернозаводские на о. Итуруп, Северо-Менделеевские на о. Кунашир, к менделеевскому и эбекскому типам (табл. 18) — фумарольные термы «глубинного формирования» [47, 82]. Наряду с CO_2 и H_2S в составе вулканических газов, связанных с этими термами, присутствуют HCl , HF , B и другие соединения. К менделеевскому типу соляносернокислых вод относятся источники и Верхнеюрьевский на о. Парамушир и Нижнеменделеевский вулкана Менделеева на о. Кунашир,

* Соответствуют цифрам на рис. 1.

к эбескому типу солянокислых МВ — Кислый Ключ на о. Кунашир и солянокислая вода центральной воронки кратера Эбеко на о. Парамушир.

Среди азотноуглекислых гидротерм и парогидротерм, выходы которых наблюдаются нередко у подножий действующих вулканов, наиболее широко распространены термы хлоридного состава — паужетский тип. К нему относятся Паужетские скважины на Камчатке и источник Горячий пляж на о. Кунашир. Дебиты источников этих вод достигают 50—100 л/сек. МВ используются для выработки электроэнергии [57, 157].

II подпровинция характеризуется распространением собственно углекислых МВ. Она приурочена преимущественно к территории с недавно угасшей вулканической деятельностью. Подпровинция состоит из нескольких областей, прерывисто прослеживающихся от Камчатки до Карпат по южным окраинам СССР.

В *Камчатской области* (3) углекислые воды установлены на востоке Срединного антиклинория, на Озерновском полуострове и на о. Карагинском. Они представлены здесь эссендукским, арзнинским, джермукским, железноводским, дарасунским, нарзанским и другими типами МВ. На базе Малкинского ММВ (арзнинский тип) работает завод по розливу МВ. В 100 км к западу от Петропавловска-Камчатского на базе Начикинского ММВ функционирует одноименный санаторий.

В *Сахалинской области* (4) выходы углекислых вод боржомского типа известны в центральной части острова, в зоне сочленения Западно-Сахалинской гидрогеологической области и Паранайского артезианского бассейна. В Северо-Сахалинском артезианском бассейне на Тунгорской площади скважинами вскрыты углекислые гидрокарбонатные натриевые воды с минерализацией 58 г/л [57, 181]. МВ Тунгора заслуживают выделения в самостоятельный тип, близкий по составу к боржомскому, но с весьма значительной минерализацией (слабые рассолы). На юге Сахалина в зоне разлома, на границе Западно-Сахалинской складчатой области и Сусунайского артезианского бассейна, расположено Синегорское месторождение углекислых мышьяковистых вод джугльфинского типа [92, 134].

Сихотэ-Алинская (5а) и *Амгунь-Амурская* (5б) *гидроминеральные области* охватывают значительную часть одноименных гидрогеологических складчатых областей. Их углекислые воды в основном слабосоленоватые гидрокарбонатные и сульфатно-гидрокарбонатные магниевокальциевые дарасунского и нарзанского типов, иногда с повышенным и высоким содержанием натрия близбалецкого (тип Ласточки) или балецкого типов. В некоторых МВ отмечается повышенное содержание железа.

На ММВ Ласточка имеется бальнеолечебница и работает завод по розливу МВ. На Шмаковском ММВ, расположенном в зоне сочленения Ханкайского массива и складчатой зоны Сихотэ-

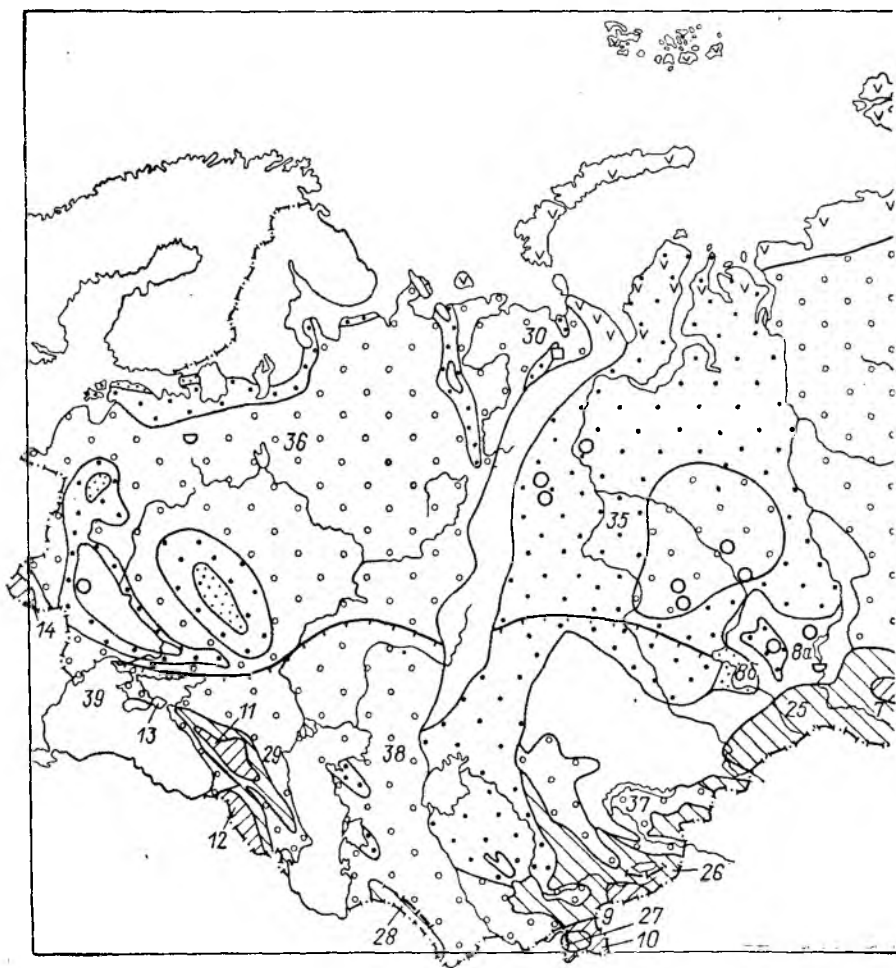


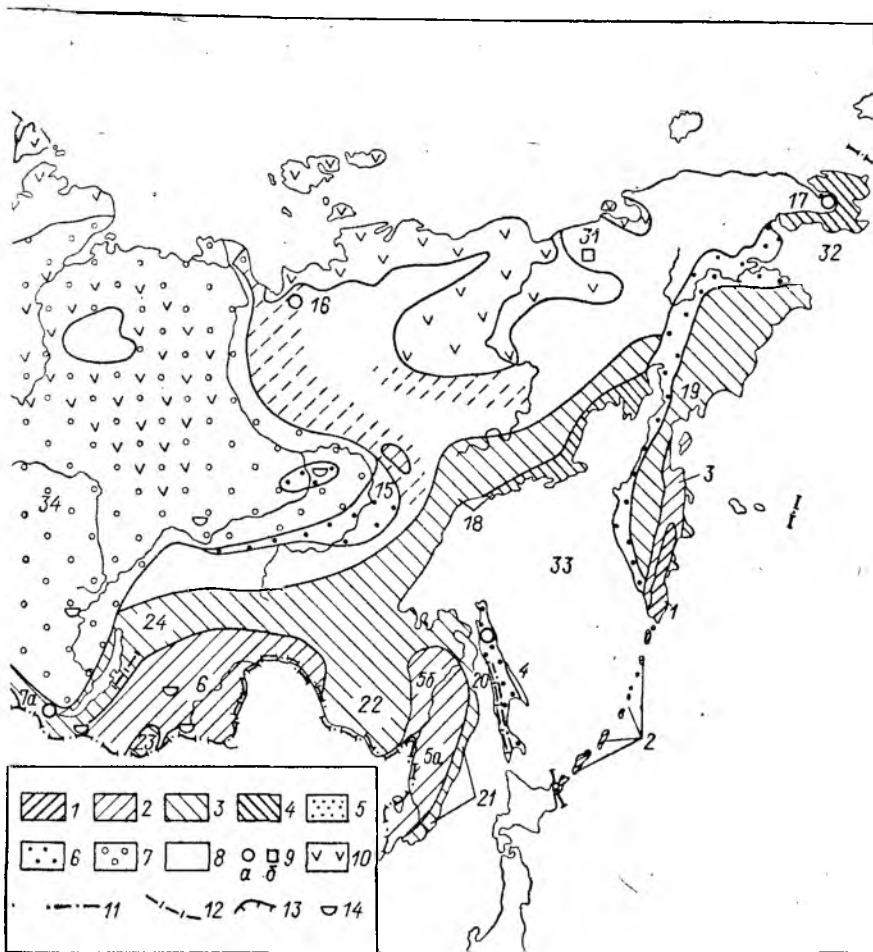
Рис. 1. Схематическая карта

1-я провинция углекислых термальных и холодных вод — вулканогенная: 1 — области менной активной вулканической деятельности; 2 — области углекислых и углекислоазот деятельности (прерывистые наклонные линии — пред деятельности); 3 — области азотных, реже азотнометановых терм областей современной активной сей терм разного анионного состава; 4 — области соленоватых и соленых преи согенная. Гидрохимические пояса третьей провинции: 5 — пресных вод, 6 — пресных и районов, в пределах которых спорадически встречаются железистые и радоновые источ ющих провинций: а — углекислые, б — термы (свыше 35° С) и протогени (20—35° С); температурой; 11 — гидроминеральные линии; 12 — гидротермальные линии; 13 — север нерализации, и минеральных озер и грязей лечебного и промышленного значения; 14 — засоления грунто

Провинции минеральных вод. 1-я провинция. Гидроминеральные области: 1 — Юго-хотэ-Алинская, 5б — Амгунь-Амурская, 6 — Даурская, 7 — Саянская, 7а — Аршан-Шаньская углекислых МВ, 10 — Памирская углекислых МВ, 11 — Большекавказская, МВ; 15 — Южно-Верхо

2-я провинция. Гидроминеральные области: 17 — Чукотская, 18 — Охотская, 19 — Ко Турано-Бурейнская, 23 — Хэнгэйская, 24 — Байкало-Чарская, 25 — Саяно-Алтайская, область периферии Большого и Малого Кавказа.

3-я провинция. Гидроминеральные области: 32 — Беринговоморская, 33 — Охотская, 34 — хашская, 38 — Арало-Каспий



минеральных вод СССР.

сероводородноуглекислых, углекислых и азотноуглекислых терм и парогидротерм современных преимущественно холодных, реже термальных вод недавно угасшей вулканической полагаяемые области распространения углекислых вод).

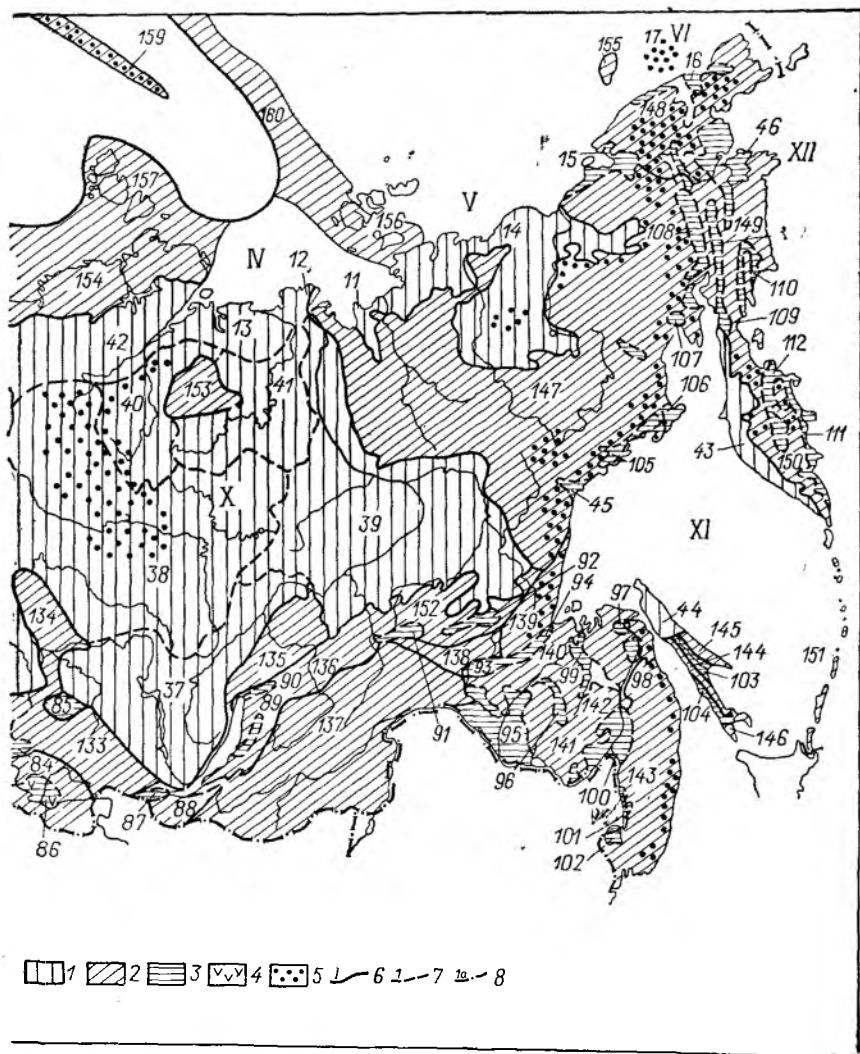
смической деятельности — сейсмогенная: 3 — области слабоминерализованных натриевых преимущественно хлоридных натриевых терм в сфере влияния морских бассейнов.

хлоридных, реже сульфатных и других вод артезианских бассейнов — существенно таласи и соленых вод, 7 — пресных, соленых вод и рассолов; 8 — апроvincиальные области ники преимущественно грунтовых вод; 9 — минеральные воды за пределами соответству- 10 — криовзги — хлоридные натриевые и натриево-кальциевые рассолы с отрицательной ная граница пояса континентального засоления грунтовых вод, пестрых по составу и ми- минеральные озера и грязи к северу от вышеуказанной границы пояса континентального вых вод.

Восточно-Камчатская, 2 — Курильская, 3 — Камчатская, 4 — Сахалинская, 5a — Си- Тувинский источник, 8a — Кожановское ММВ, 8б — Терсинское ММВ, 9 — Тянь- 12 — Малокавказская, 13 — Крымская, 14 — Закарпатская. Проявления углекислых янского, 16 — Куларское.

Вдцею-Камчатская, 20 — Прибрежно-Сахалинская, 21 — Восточно-Сихотэ-Алинская, 22 — 26 — Тянь-Шаньская гидротерм, 27 — Памирская гидротерм, 28 — Копетдагская, 29 — Проявления гидротерм: 30 — Цым-ва-шор, 31 — Анкойское.

Восточно-Сибирская, 35 — Западно-Сибирская, 36 — Европейская, 37 — Алаколь-Бал- ская, 39 — Азово-Черноморская



гического районирования СССР.

области и гидрогеологические массивы с преобладанием трещинно-жилых вод; 3 — меж-
 а артезианские бассейны с преобладанием пластово-трещинных и трещинно-пластовых вод;
 вод лав и туфов; границы: 6 — артезианской области, 7 — артезианского бассейна I по-
 бассейна II порядка.

скал: 1 — Шойнский субмаринный, 2 — Верхнепечорский, 3 — Шугорско-Печорский,
 шеземельский, 8 — пещорские субмаринные; III — Карская; 9 — Ямальский, 10 — Обь-
 Янский, 12 — Усть-Ленский, 13 — Анабаро-Оленекский; V — область субмаринных
 VI — Чукотская: 16 — Амгумский, 17 — Чукотский вулканогенный субмаринный
 сей.

тийский, 19 — Львовский, 20 — Предкарпатский; VIII — Восточно-Европейская: 21 —
 ско-Хоперский, 25 — Припятский, 26 — Днепровско-Донецкий, IX — Западно-Сибирь-
 31 — Приенисейский, 32 — Чулымно-Енисейский, 33 — Барнаульский, 34 — Иртышский,
 ский, 38 — Тунгусский, 39 — Якутский, 40 — Котуйский, 41 — Оленекский, 42 — Ха-
 45 — Кухтуйский; XII — Беринговоморская: 46 — Анадырский,
 47 — Причерноморский, 48 — Приазовский (Азово-Кубанский), 49 — Сочинский лате-

Алиня, функционирует курорт и производится розлив МВ. Раковское ММВ эксплуатируется заводом по розливу вод.

Даурская область (6) располагается в пределах гидрогеологических складчатых областей Восточного, Центрального, Северного и отчасти Западного Забайкалья (рис. 2). Область представляет собой совокупность гидрогеологических массивов и межгорных артезианских и адартезианских бассейнов, расположенных рядами и вытянутых преимущественно в северо-восточном направлении. Продольные, поперечные и диагональные разломы, секущие гидрогеологические массивы и бассейны, являющиеся путями питания, движения, формирования и разгрузки трещинно-жильных углекислых вод, преимущественно холодных, редко термальных. В отдельных случаях трещинно-жильные воды по разломам поступают из фундамента в чехол, создавая ореолы рассеяния углекислых вод в артезианских бассейнах. При этом образуются углекислые пластовые, трещинно-пластовые и пластово-трещинные воды, обычно повышается их минерализация и преобразуется состав. В области преобладают трещинно-жильные гидрокарбонатные щелочноземельные пресноватые и слабосолоноватые воды дарасунского типа (дарасуны). В кислых гранитоидах встречаются углекислые радоновые дарасуны (Молоковка, Ургучан). В артезианских бассейнах вскрыты более редкие типы минеральных углекислых вод: содовый балеийский и близбалеийский (тип Ласточки), хлоридно-гидрокарбонатный натриевый торейский (табл. 18).

ральный, 50 — Рионский; XIV — Арало-Каспийская: 51 — Северо-Каспийский (Прикаспийский), 52 — Среднекаспийский, 53 — Терско-Кумский, 54 — Дагестанский латеральный, 55 — Красноводно-Мангышлакский; 56 — Южно-Каспийский; 57 — Куринский, 58 — Закаспийский (Западно-Туркменский), 59 — система Устьюртских бассейнов, 60 — Амударьинский, 61 — Сырдарьинский, 62 — Тургайский, 63 — Чуйский; XV — Алакуль-Балхашский: 64 — Балхашский, 65 — Алакульский.

Бассейны складчатых областей: 66 — Верхнетиссесевский, 67 — Чоп-Муначевский, 68 — Керченско-Таманская система медиальных бассейнов, 69 — Апшеронская система медиальных бассейнов, 70 — Араинский, 71 — Центральнокызылдумская система малых артезианских бассейнов и гидрогеологических массивов, 72 — Южно-Таджикская система артезианских бассейнов, 73 — Кызылсуевский, 74 — Зеравшанский, 75 — Ферганский, 76 — Иссык-Кульский, 77 — Илийский, 78 — Джезнаганский, 79 — Тениз-Кургульдинский, 80 — Карагадинский, 81 — Зайсанский, 82 — Кузнецкий, 83 — Северо-Минусинский, 84 — Южно-Минусинский, 85 — Рыбинский, 86 — Тувинский, 87 — Туянинский, 88 — Байкальский, 89 — Баргузинский, 90 — Верхнеангарский, 91 — Чудьманский, 92 — Токиский, 93 — Верхнезейский, 94 — Удильский, 95 — Нижнезейский, 96 — Бурейский, 97 — Орельский, 98 — Удиль-Кизилский, 99 — Эворов-Чукчагильский, 100 — Среднеамурский, 101 — Уссурийский, 102 — Приханкайский, 103 — Тымь-Поронайский, 104 — Западно-Сахалинский, 105 — Челонджа-Тауйский, 106 — Ямский, 107 — Авековский, 108 — Цейжинский, 109 — Паранольский, 110 — Корякский, 111 — Восточно-Камчатский, 112 — Центральнокамчатский.

Складчатые гидрогеологические области: 113 — Балтийская, 114 — Тиманская, 115 — Уральская, 116 — Украинская, 117 — Донецкая система адартезианских бассейнов, 118 — Карпатская, 119 — Крымская, 120 — Большекавказская, 121 — Малокавказская, 122 — Мангышлакская, 123 — Туаркская, 124 — Балхашская, 125 — Копетдагская, 126 — Памирская, 127 — Алайская, 128 — Тяньшаньская, 129 — Джунгарская, 130 — Тарбагатайская, 131 — Северо-Казахстанская, 132 — Саяно-Алтайская, 133 — Восточно-Саянская, 134 — Енисейская, 135 — Патамо-Витимская, 136 — Байкало-Чарская, 137 — Даурская (Забайкальская), 138 — Становая, 139 — Джунгарская, 140 — Джагдынская, 141 — Бурейская, 142 — Амгуль-Амурская, 143 — Сихотэ-Алиевская, 144 — Западно-Сахалинская, 145 — Восточно-Сахалинская, 146 — Южно-Сахалинская, 147 — Верхне-Южно-Кольская, 148 — Чукотская, 149 — Корякская, 150 — Камчатская, 151 — Курильская, 152 — Адланская, 153 — Анабарская, 154 — Таймырская, 155 — Врангеля, 156 — Новосибирских островов, 157 — Северной Земли, 158 — Новоземельская, 159 — Гаккеля, 160 — Ломоносова.

Помимо углекислых вод в Даурии известно свыше 1000 холодных кислородноазотных радоновых источников от слаборадоновых до высокорудоновых включительно. Преобладают радоновые воды хасуртаевского типа (табл. 21). Особое положение занимают холодные железистые уланбулакские воды — кислые сульфатные магниево-кальциево-железистые с микрокомпонентами — цинком, марганцем, кобальтом, бериллием и серебром. По своему составу воды источника Улан-Булак Урулюнгуйский типичны для вод сульфидных месторождений. Местное население использует воды источника в лечебных целях, а отложения охр — как красочное сырье. Железистые апровинциальные воды относятся к уланбулацкому и маровскому типам (см. табл. 20).

По обилию и разнообразию минеральных вод Даурия занимает первое место в Сибири и второе в СССР. Наряду с подземными минеральными водами необходимо отметить разнообразные минеральные озера и лечебные грязи. Самое крупное содовое озеро Восточной Сибири — Доронинское, находится в верхнем течении р. Ингоды. Грязевое озеро Угдан расположено в окрестностях г. Читы, в долине р. Читинки. Это солоноватое сульфатно-гидрокарбонатное натриевое озеро со значительными запасами лечебной грязи, используемой курортом Угдан; в перспективе грязь озера может быть использована и другими курортами.

Углекислые МВ Даурии используются на курортах Дарасун, Ямаровка, Кука, Молоковка, Шиванда, Ургучан и Олентуй. Для лечебных целей используются также и ямкунские минеральные воды. Розлив минеральных вод осуществляется в небольших размерах с использованием вод Дарасуна, Куки, Молоковки, Ямаровки и Шиванды.

Саянская область (7) охватывает гидрогеологические складчатые области Восточного и Западного Саяна и Тувы. Здесь имеются трещинно-жилные холодные, реже горячие углекислые воды дарасунского, шумакского, нарзанского, балейского, джермукского и других типов. Особенно популярны в пределах Восточного Саяна сульфатно-гидрокарбонатные щелочноземельные углекислые нарзанского типа воды Аршана Тункинского: холодные — в месте природного выхода и горячие, вскрытые скважинами на глубине. На Аршанском ММВ базируются одноименный курорт и завод по розливу. Большой интерес представляют углекислые горячие Шумацкие источники (термальный дарасун).

Во внутренних районах Тувы известны сульфатонатриевые минеральные озера индерского типа с бором и бромом. В Минусинских котловинах преобладают сульфатонатриевые минеральные озера тамбуканского и кучукского типов. Озера и грязи имеют бальнеологическое значение [57, 163].

Проявления углекислых вод отмечены в районах Кольвань-Томской зоны, на северо-западе и юге Кузнецкого Улатау. В При-салаирской полосе (Убинское угольное месторождение) в глубоких скважинах на Ермаковской и Абашевской антиклинальных

структурах наблюдалось бурное выделение углекислого газа. Все это позволяет выделить большую область углекислых вод, положение которой очерчивается на востоке Кожановским месторождением углекислых вод, а на западе Колывань-Томской зоной и охватывает Кузнецкий адартезианский бассейн и его горное обрамление (8). Наиболее перспективными углекислыми водами этой области являются кожановские дарасунского типа (Красноярский край) и терсинские (Кемеровская область), по составу сходные с МВ артезианских бассейнов Сахалина и Боржомского месторождения на Кавказе [96].

Тянь-Шаньская область (9), занимающая территорию одноименной гидрогеологической складчатой области, характеризуется большим разнообразием углекислых минеральных вод, основная масса которых сосредоточена на юго-западном склоне Ферганского хребта и в бассейне озер Чатыркель и Аксай (на юге Киргизии).

В Ферганском хребте встречаются углекислые источники — от пресных до рассолов. По ионному составу наблюдаются все переходы от дарасунов (Каракол-Восточный) через воды шивандинского и тасеевского типов до содовых вод типа боржомибалейские. Встречаются хлоридно-гидрокарбонатные магниевонатриевые (Суек), хлоридно-гидрокарбонатные натриевые воды эссентукского типа (Чавай), хлоридно-гидрокарбонатные со сложным катионным составом (Кокджар), гидрокарбонатно-хлоридные натриевые воды слабосоленоватые и сильносоленоватые до слабосоленых (Кара-Кульджа, Карашура и др.). Эти воды близки по составу к водам арзнинского типа. Наконец, в районе известны углекислые хлоридные натриевые воды разной минерализации: от слабосоленоватых до углекислых рассолов ереванского типа включительно, вскрытые буровыми скважинами (Архаршура, Конуртубе, Читты). Рассолы углекислых вод вскрыты на глубине свыше 200 м — на месторождении Качаралатур.

В пределах Ферганского района устанавливается вертикальная гидрохимическая зональность, особенно четко прослеженная в процессе разведки Карашуринского (Яссинского) месторождения углекислых вод. Гидрокарбонатные пресноватые и слабосоленоватые углекислые воды разного катионного состава развиты в верхней зоне. В средней зоне преобладают хлоридно-гидрокарбонатные и гидрокарбонатно-хлоридные натриевые воды с минерализацией до 15 г/л. В нижней зоне залегают хлоридные натриевые соленые и на глубине рассольные углекислые воды.

В Чатыркельско-Аксайском районе месторождения углекислых гидрокарбонатных вод приурочены к краевым частям межгорных артезианских бассейнов. Наиболее крупное из них — Чатыркельское с минерализацией до 3 г/л и дебитом до 20 л/сек, тип воды дарасунский гидрокарбонатный магниевокальциевый и более сложного катионного состава. Соленоватыми и солеными водами (от 7 до 25 г/л) характеризуются Уселекские источники этого района — гидрокарбонатно-хлоридные магниевонатриевые и хло-

ридно-гидрокарбонатные кальциевонатриевые. Кроме того, в районе известно еще два углекислых источника.

За пределами охарактеризованных гидроминеральных районов в Северном Тянь-Шане известны Джарташские (Аксу) углекислые источники дарасунского типа на северном склоне Киргизского хребта, Каракиче сульфатно-гидрокарбонатные магниевокальциевые нарзанского типа на южном склоне хр. Балыкты, Улахольские дарасунского типа в долине р. Улахол, притока р. Талды (бассейн оз. Иссык-Куль), с характерными отложениями травертинов. На юге области, в Гиссарском и Каратегинском гидрогеологических массивах, известны холодные углекислые МВ дарасунского и шивандинского типов, например гидрокарбонатные натриево-кальциевые углекислые воды источников Санг-Хок.

Наиболее перспективными для первоочередного освоения являются месторождения углекислых вод Киргизии: Аксу (Джарташ), Каракиче, Чатыркель, Чеманды, Яссинская группа (Чавай, Конур-Тюбе и др.) и Таджикистана: Ходжасапгхок (Зидды). На Джарташском ММВ базируется завод розлива [57, 134].

Памирская гидроминеральная область (10) углекислых и азотноуглекислых холодных и термальных вод охватывает крайний юг Памира и север его центральной части. Она характеризуется холодными углекислыми водами дарасунского типа и их термальными аналогами (Кызыл-Рават), горячими гидрокарбонатными натриевыми (Бахмыр), близкими аналогами боржомских вод, холодными кальциевонатриевыми водами (Бахтиер), близкими к тасеевскому типу; сульфатно-гидрокарбонатными сложного катионного состава источниками Абхара, тоже холодными, близкими к ним по составу термами Чурж. Гидрокарбонатные натриевые горячие термы характеризуются повышенным содержанием кремнекислоты (Лянгар, Чурж и др.). На термальных углекислых водах Гарм-Чашма, в 50 км от Хорога, базируется водолечебница областного значения [57].

Крымско-Кавказская сложная область углекислых вод подразделяется на Большекавказскую, Малокавказскую и Крымскую.

В Большекавказской области (11), охватывающей территорию Большого Кавказа, могут быть выделены следующие районы углекислых МВ [57]:

1) район трещинных углекислых гидрокарбонатных щелочноземельных вод типа нарзанов и других, вытекающих из гранитов, гнейсов, кристаллических сланцев, терригенных и карбонатных пород докембрия — нижнего палеозоя. Район приурочен к осевой части Главного Кавказского хребта, от р. Малая Лаба на западе до верховьев рек Ассы и Пшавской Арагвы;

2) район трещинных и пластово-трещинных углекислых хлоридно-гидрокарбонатных и гидрокарбонатно-хлоридных натриевых вод, близких к эссендукским и арзниским в палеозойских и ниже-среднеюрских терригенных отложениях. Район расположен

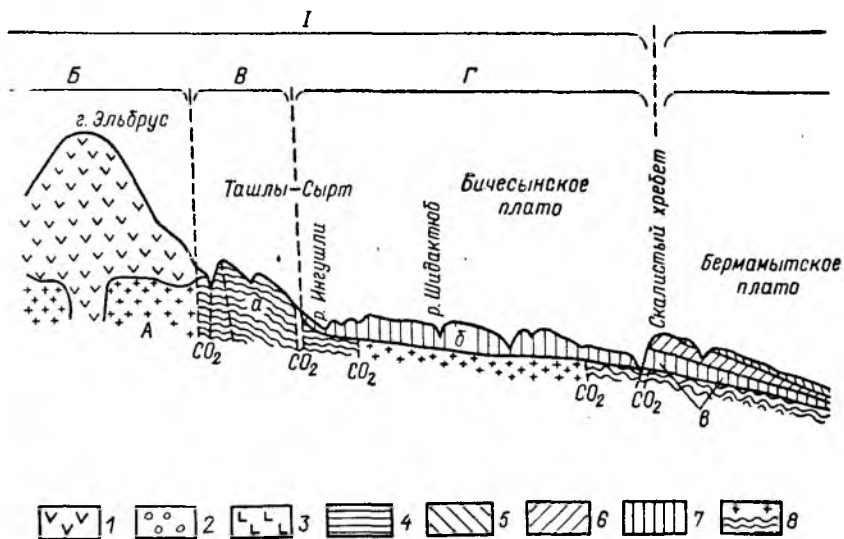


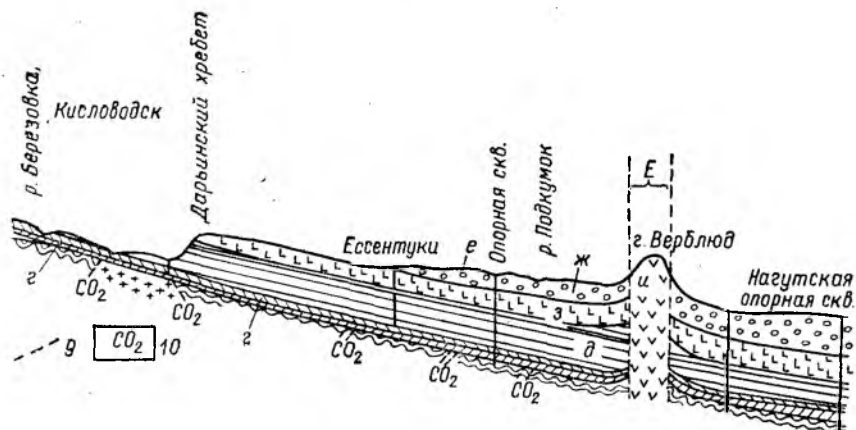
Рис. 3. Схематический геолого-гидрохимический разрез через северную ралью Н. А. Григорьева, И. Я. Пантелеева,

I — Центральный Кавказ, II — район КМВ. А — гидрогеологический гранитный массив, Б — Бельско-артезианского бассейна, В — гидрогеологический кристаллический массив, Г — Бельско-артезианского бассейна, Д — гидрогеологический кристаллический массив, Е — гидрогеологический кристаллический массив, Ж — гидрогеологический кристаллический массив. 1 — неоген-четвертичные эффузивы и криптоинтрузивы, трещинные, преимущественно гели с прослоями песчаников и глин (аргиллитов), трещинно-пластовые воды, различные 2 — верхнеюрские известняки и мергели, трещинные, отчасти обильные карстовые воды, в кровле слой плотных аргиллитов, трещинно-пластовые пресные воды, в закрытой части обильные трещинно-пластовые и карстовые воды, в закрытой части структуры углекислые песчаники, трещинно-пластовые, реже карстовые пресные воды, в закрытой части струи среднеюрские песчаники и глины, пластово-трещинные воды, пресные, на глубине солонозойские кристаллические сланцы и граниты, трещинные пресные и углекислые МД; 9 —

Минеральные воды; а — дарасуны и нарзаны баксанского типа; б — нарзаны баксанского типа; в — сульфатно-кальциевые (гипсовые), реже углекислые сульфатные; г — нарзаны кисловодского типа (соляно-щелочные); ж — метановые хлоридные натриевые минеральные, с иодом

в осевой части Главного Кавказского хребта. Для районов 1 и 2 характерны также нарзаны баксанского типа (табл. 18) и др. [45];

3) район Кавказских Минеральных Вод (КМВ) — часть южного крыла Предкавказского артезианского бассейна — расположен на пологом склоне у подножия Кавказского хребта и объединяет ряд хорошо известных месторождений углекислых МВ, на которых базируются курорты Кисловодск, Ессентуки, Пятигорск, Железноводск. Территория района характеризуется двухъярусным строением (рис. 3). Нижний структурный ярус представлен сильно дислоцированными породами кристаллического фундамента герцинского возраста, который вскрыт буровыми скважинами, верхний структурный ярус — терригенными и карбонатными породами мезозойского и кайнозойского возраста, образующими чехол



часть Большевкавказской гидроминеральной области. Использованы материалы А. М. Овчинникова, С. А. Шагоянца и других.

сив Центрального Кавказа, Б — Эльбрусский вулканогенный супербассейн, В — Центральная адартезианская бассейна, Д — минераловодское крыло Терско-Кумского гического массива лакколита горы Верблюдов.

пресные воды зоны выветривания кристаллических пород; 2 — палеоген-неогеновые мерзпо водообильности и минерализации (от пресных до соленых хлоридных натриевых); пресные и минеральные углекислые равных типов; 4 — альбская песчано-глинистая толща, структуры термальные соленоватые; 5 — валанжинские доломитизированные известняки, минеральные воды, различные по составу и обильности; 6 — верхнеюрские известняки, туры углекислые минеральные сложного состава, неоднородные по обильности; 7 — нижневатые и соленые до весьма слабых рассолов, изредка углекислые минеральные; 8 — палеотектонические нарушения; 10 — предполагаемые пути миграции углекислых вод из фундамента.

типа и воды эссентукского и арзанинского типов; в — сероводородные преимущественно скского типа; д — то же, но горячие (местами с сероводородом); е — эссентукские углекис- и бромом; з — азотные гидрокарбонатные и хлоридные натриевые; и — радоновые.

артезианского бассейна. Из нескольких водоносных горизонтов чехла наиболее водообильны валанжин-титонский и верхнемеловой. Большое значение в гидрогеологии района имеют разломы северо-восточного и северо-западного простирания, лакколлиты. Углекислота, вулканогенная по М. И. Врублевскому, и метаморфогенная и вулканогенная по И. Я. Пантелееву, поступает из фундамента в осадочный чехол, насыщает водоносные горизонты чехла и создает большое разнообразие присущих району МВ. В районе выделяются 4 основных типа углекислых вод: нарзанский, эссентукский, железноводский и пятигорский (табл. 18) [152, 153, 166];

4) Абхазско-Краснополянский гидроминеральный район углекислых вод расположен на западе южного склона Большого Кавказа, между хребтами Кодорским и Чугуш. С гидрогеологи-

ческих позиций район представляет собой адартезианский бассейн, сложенный в основном терригенными юрскими отложениями интенсивно дислоцированными и разбитыми многочисленными разрывными нарушениями. Выявленная гидрохимическая зональность, по М. И. Врублевскому [46], заключается в смене с глубиной МВ нарзанского типа водами содовыми, затем солянощелочными эссентукского типа и, наконец, хлоридными натриевыми типа арзни — на больших глубинах;

5) гидроминеральный район складчатой зоны южного склона Большого Кавказа охватывает огромную по простиранию полосу, протягивающуюся от Абхазско-Краснополянского района на западе до бассейна р. Арагви на востоке. Преобладающими в районе являются гидрокарбонатные щелочноземельные воды типа нарзанов и дарасунов. Менее многочисленны источники с преобладанием натрия до содовых вод типа боржоми включительно. Район характеризуется геосинклинальными флишевыми отложениями юрского и мелового возраста, интенсивно дислоцированными в сложные складки и разбитыми многочисленными разломами. Выходы минеральных вод приурочены к разрывным нарушениям и к ядрам антиклинальных складок. По гидрохимической зональности район аналогичен Абхазско-Краснополянскому [46].

Малокавказская гидроминеральная область (12) охватывает Малый Кавказ. В пределах области могут быть выделены следующие гидроминеральные районы [53]:

1) Аджаро-Триалетский гидроминеральный район углекислых вод приурочен к вулканогенной свите среднего эоцена и флишевым отложениям палеоцена — нижнего эоцена, смятым в складки. Вдоль разрывных нарушений в сводовых частях антиклинальных складок сосредоточиваются выходы МВ. В центральных частях района преобладают углекислые содовые холодные и термальные воды (Боржоми, Набеглави), наряду с которыми развиты гидрокарбонатные кальциевонатриевые и натриевокальциевые (Саирме, Цагвери и др.), а также хлоридно-гидрокарбонатные и гидрокарбонатно-хлоридные. Району присущи боржомский, эссентукский и другие типы вод. На месторождении Зваре хлоридно-гидрокарбонатные воды эссентукского типа сменяются с глубиной гидрокарбонатно-хлоридными арзинского типа и хлоридными с минерализацией до 18 г/л и азотнометановым газовым составом майлисуйского типа;

2) Артвино-Сомхето-Карабахский и Кафанский гидроминеральный сложный район с широким развитием вулканогенных супербассейнов и гидрогеологических массивов. Преобладают гидрокарбонатные углекислые воды разнообразного катионного состава, преимущественно щелочноземельные с повышенным содержанием сульфатов типа нарзана и других или хлоридно-гидрокарбонатные натриевые эссентукского типа;

3) сложный район вулканогенных бассейнов Армении охватывает Армянское вулканическое нагорье. Формирующиеся в лаво-

вых породах и подстилающем их основании углекислые МВ характеризуются малой минерализацией и гидрокарбонатным составом, с переменным катионным составом — кальциевым, магнивокальциевым и натриевомагнивокальциевым типа дарасунов и шивандинского (арагацкий тип). Большое значение имеют углекислые (сульфатно)гидрокарбонатные (кальциево)натриевые термы Джермукского ММВ, кремнистые, содержащие бор, которые выделены в джермукский тип МВ (табл. 18). Минеральные воды, формирующиеся в артезианских бассейнах, перекрытых вулканогенными супербассейнами, характеризуются иным составом. Это преимущественно солоноватые и соленые гидрокарбонатно-хлоридные натриевые воды углекислые арзинского и ереванского типов [188];

4) Нахичеванский гидроминеральный район углекислых МВ разнообразного состава — хлоридных натриевых мышьяковистых джульфинского типа (Даррыдаг), гидрокарбонатных натриевых (Сираб), гидрокарбонатно-хлоридных типа арзни (Нагаржир), хлоридно-гидрокарбонатных кальциевонатриевых (Вайхир), гидрокарбонатных сложного катионного состава (Бадамлы) и др. [139, 140].

Крымская область (13) охватывает несколько месторождений и водопроводов углекислых вод Керченского полуострова (Сейт-Элинские, Султановский, Каялы-Сарт). Газовый состав вод углекислый, углекислометановый до метанового, тип МВ эссен-тукский. В Горном Крыму известны проявления слабоуглекислых вод [4].

Закарпатская гидроминеральная область (14) охватывает южный склон Карпат и Закарпатье. Разнообразные по составу и минерализации углекислые воды области сходны с кавказскими [50, 59, 60]. В Закарпатской гидроминеральной области установлены следующие аналоги хорошо известных месторождений углекислых вод: нарзаны баксанского типа, воды боржомского, эссентукского, арзинского и джульфинского типов. Большие резервы этих вод имеются в районе Ужгорода, в районе с. Ужок, вблизи сел Билин, Кобылецкая Поляна, Усть-Ерики, Красный Плес и др. Источники боржомского типа сосредоточены преимущественно в Мукачевском и Свалявском районах по долине р. Латорицы. Наиболее значительные из них эксплуатируются курортами Поляна, заводами по розливу Поляна Квасова, Плосковский, Лужанский. Наиболее крупное ММВ эссентукского типа находится в Хутском районе, вблизи сел Драгово, Соимы, Верховина-Быстра, Вышково. В окрестностях с. Вышково воды эссентукского типа эксплуатируются санаторием Шаян; здесь же вскрыты гидрокарбонатные и хлоридно-гидрокарбонатные натриевые, кальциевонатриевые и магнивокальциевые воды типа баксанских нарзанов. Воды ереванского типа хлоридного натриевого состава с минерализацией до 16 г/л известны в бассейне р. Ужа, вблизи сел Соль и Кострина. Как и на Кавказе, намечается гидро-

химическая зональность и смена гидрокарбонатных щелочно-земельных вод нарзанского типа с глубиной гидрокарбонатными натриевыми (боржомского типа) с последующим нарастанием хлоридов натрия и минерализации эссентукского — арзинского типов. Закарпатская гидроминеральная область является крайней западной областью в СССР обширной системы областей углекислых вод Европы.

Помимо охарактеризованных областей и районов развития углекислых вод первой провинции на территории СССР встречаются отдельные проявления и месторождения углекислых вод: радоновые воды Мироновки и Хмельника на Украинском кристаллическом массиве, хлоридные воды в Западно-Сибирском артезианском бассейне, а также в Южном Верхоянье, в северной части Куларского хребта [7] и на Чукотском полуострове (источник Безымянный).

Итак, провинция углекислых МВ приурочена к молодым или активизированным гидрогеологическим складчатым областям сложного строения, находящимся под воздействием современного или недавно угасшего (кайнозойского) вулканизма *. Молодые лавы, их потоки и покровы, вулканы, лакколиты, интрузивы, дайки отмечаются в том или ином виде во всех областях провинции. Провинция охватывает восточные и южные окраины СССР, отчетливо подразделяется на подпровинции. В Восточно-Камчатско-Курильской подпровинции проявляется современная вулканическая деятельность в сопровождении сероводородноуглекислых и других эксгаляций. Воздействуя на подземную гидросферу, они порождают разнообразие 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 известна и в некоторых районах второй подпровинции. Она выражается в появлении горячих углекислых вод. Поздняя мофеттная стадия холодных углекислых вод приходит на смену ранней во всех областях второй подпровинции. Пресыщенные углекислым газом растворы подвигаются из глубоких недр к поверхности земли и насыщают углекислотой трещинно-жильные воды фундамента. В связи с изменением условий (давления, температуры, состава вмещающих пород) растворы эти образуют минералы жил и меняют свой первоначальный состав [79]. В запечатанных вакуолях минералов сохранились до наших дней преобразованные углекислые растворы, фиксирующие пути движения глубинных водных растворов. Землетрясения, создавая

* С вулканизмом связан и локальный очаговый контактовый метаморфизм, который может породить метаморфическую углекислоту. Некоторые исследователи считают, что в генерации углекислого газа главную роль играет региональный [34, 78] и очаговый метаморфизм [144, 154].

новые и подновляя старые 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 возникла на Кавказе, в Тянь-Шане, Закарпатье, так как эти воды существуют здесь не только в фундаменте, но и в вышележащих породах чехла: во флише, известняках юры и мела, в песчано-глинистых и даже соленосных отложениях разного возраста. Это разнообразие и сложность гидрогеологической обстановки порождают сложность формирования и разнообразие типов углекислых вод [145].

Спорадические выходы и месторождения углекислых вод разных типов известны далеко за пределами первой провинции: Хмельник на Украинском кристаллическом массиве, Кожановские в Красноярском крае, Терсинские в Кемеровской области и т. д. Соленые углекислые воды вскрыты глубокими буровыми скважинами во многих районах Западно-Сибирской равнины. Природа подобного рода проявлений углекислых вод изучается. На базе некоторых функционируют курорты (Хмельник, Кожановские).

Учитывая, что главным фактором образования первой провинции углекислых вод является молодой вулканизм в его историческом развитии (современный действующий — угасший кайнозойский), эту провинцию минеральных вод можно назвать вулканогенной в широком понимании слова (не отрицая возможности проявления и метаморфогенной углекислоты).

Вторая провинция МВ. Провинция термальных азотных натриевых вод с разнообразным анионным составом охватывает восточные и южные районы СССР. Она находится в тесном контакте или даже во взаимопроникновении с первой провинцией, иногда тесно связана с третьей провинцией МВ [11, 25, 123, 126, 128].

Чукотская область (17) занимает территорию Чукотского полуострова и характеризуется наличием трещинно-жильных хлоридных кальциевонатриевых солоноватых и соленых азотных терм (типы мотыклейский, кивакский, табл. 19).

По температуре среди них выделяются прототермы (35—55), мезотермы (55—75) и сравнительно редкие эпитермы (75—95° С), изредка встречаются и холодноватые — протопэги (20—35° С). По газовому составу преобладают азотные с содержанием азота 90—99%, реже с малой примесью метана и углекислоты. В качестве исключения встречаются источники с содержанием углекислоты до 22,9 (Мечигменские) и 98,6% с примесью азота (Безы-

мянный). По минерализации преобладают слабосоленоватые (5—10) и слабосоленые (10—25 г/л). Наиболее высокой минерализацией обладают Некшенские источники (около 35) и Дежневские (40 г/л). В анионном составе резко преобладает ион хлора (89—100%-экв). Лишь углекислый Безымянный источник относится к гидрокарбонатно-хлоридным кальциевонатриевым. Преобладающее большинство источников по катионному составу относится к кальциевонатриевым, реже к натриевым. Отмечаются повышенные содержания кремнекислоты и радона.

Охотская гидротермальная область (18) охватывает в основном побережье Охотского моря. Среди источников области можно отметить протоэпи (20—35° С) — Хиим, Березовый; прототермы (30—55° С) — Беренджинские, Мотыклейские; мезотермы (55—75° С) — Наяханские, Таватумские; эпитемы (75—95° С) — Тальские. Состав газов изученных источников азотный с примесью метана, углекислоты и сероводорода. Для Таватумских и Широкинских источников отмечается 100% азота и редких газов. По минерализации воды источников относятся к особо пресным, умеренно пресным, пресноватым, слабосоленоватым, среднесоленоватым и слабосоленым. В анионном составе среди соленоватых и соленых исключительно преобладает хлор-ион. Соленоватые и соленые хлоридные термы относятся к мотыклейскому и таватумскому типам (табл. 19). Пресные гидрокарбонатные натриевые термы представлены кульдурским типом (Тальские источники). Термальная вода на курорте Талая используется при бальнеотерапии и для отопления зданий, а также поступает на разлив [134].

Корякско-Камчатская область (19) характеризуется преобладанием слабосоленоватых сульфатных и сульфатно-хлоридных, реже хлоридно-сульфатных и гидрокарбонатно-хлоридных натриевых азотных терм (типы горячинский, чайминский, жировский и др., см. табл. 19). Температура азотных терм на выходе колеблется от 25—40 до 100 и часто более 60—70° С. Ресурсы отдельных групп термальных вод весьма велики. Азотные термы на Камчатке и Курильских островах используются в лечебных целях местными бальнеолечебницами. На базе Паратунских и Начикинских терм функционируют санатории, используются эти термы и для теплофикации.

В *Прибрежно-Сахалинской области* (20) довольно четко выделяются термальные линии на востоке и западе острова, фиксирующие очаги разгрузки термальных метановых гидрокарбонатных, хлоридных и смешанных натриевых терм (типы астаранский, елисуиский). На базе Дагинских метановых терм хлоридно-натриевого состава функционирует бальнеолечебница [57].

Восточно-Сихотэ-Алинская область (21) занимает восточную часть Сихотэ-Алинской гидрогеологической складчатой области. Здесь наблюдаются выходы особо пресных (до 0,2—0,3 г/л) гидрокарбонатных натриевых азотных терм могойского, былгыринского и кульдурского типов. Температура вод источников колеблется

от 25 до 36° С. На источниках Амгу и сульфатно-гидрокарбонатных натриевых кремнистых Анненских прототермах функционируют бальнеолечебницы.

Турано-Буреинская область (22) охватывает Буреинский гидрогеологический массив и характеризуется наличием гидрокарбонатных натриевых азотных терм кульдурского типа. Среди терм следует отметить Кульдурские, Соловьевские, Тырминские, Биссинские источники (74—26° С). Наиболее хорошо изучено Кульдурское месторождение фторидно-хлоридно-гидрокарбонатных натриевых мезотерм (до 74° С), на базе которых функционирует курорт Кульдур.

Хэнтэйская гидротермальная область (23) азотных щелочных гидротерм охватывает гидрогеологические массивы Хэнтэйского горного сооружения и его отрогов. Развитые здесь гидротермы относятся к кульдурскому, былыринскому и анненскому типам МВ. Температуры источников колеблются от 28 до 45° С. На базе Былыринского источника функционирует водолечебница [134].

Байкало-Чарская область (24) занимает территорию Прибайкалья и Северного Забайкалья, в основном Байкальскую рифтовую зону. Глубокие крутопадающие разломы отделяют в области высоко приподнятые гидрогеологические массивы от низко опущенных межгорных впадин — артезианских бассейнов, выполненных мощными толщами кайнозойских отложений. По граничным разломам происходит разгрузка трещинно-жильных вод.

Термальные источники образуют системы термальных линий (Байкальские, Баргузинские и др.), вытянутых в северо-восточном и близширотном направлениях. Температура байкальских терм изменяется в широком диапазоне: от 25 (протопэги) до 82° С (эпитермы). По составу газов преобладают азотные термы, изредка встречаются метановые и смешанные азотнометановые. По минерализации преобладают особо пресные, умеренно пресные и реже пресноватые; в качестве исключения — слабосоленоватые воды (Питателевские термы с минерализацией до 2,1 г/л). По химическому составу среди байкальских азотных терм можно выделить [121] несколько основных типов: 1) горячинский мезотермальный сульфатнатриевый кремнекислый, в том числе гидросульфидный и радоновый; 2) питателевский хлоридно-сульфатный кальциевонатриевый и натриевый азотный (и метановый); 3) аллинский гидрокарбонатно-сульфатный и сульфатно-гидрокарбонатный натриевый мезотермальный; 4) белокурихинский сульфатно-гидрокарбонатный натриевый прототермальный; 5) былыринский гидрокарбонатный натриевый прототермальный; 6) кульдурский сульфатно-хлоридно-фторидно-гидрокарбонатный натриевый мезотермальный.

На базе Горячинских терм функционирует один из старинных курортов Сибири — Горячинский, а на радоновых — бальнеолечебница Нилова Пустынь. Сезонные водолечебницы и дома

отдыха построены на Гаргинских, Баунтовских, Аллинских и других термах. На Питателевских термах организовано теплично-парниковое хозяйство и строится курорт.

Кроме трещинно-жилльных терм в области буровыми скважинами вскрыты артезианские термы в бассейнах Тункинском, Байкальском и др.

Саяно-Алтайская гидротермальная область (25) приурочена к одноименной гидрогеологической складчатой области. Здесь известны термальные воды горячинского, белокурихинского, абаканского, былыринского, тункинского и других типов. Температуры вод источников колеблются обычно от 20 до 50° С. По составу выделяются сульфатные натриевые тайрыские, гидрокарбонатно-сульфатные натриевые белокурихинские и джумалинские, сульфатно-гидрокарбонатные натриевые уш-белдирские, маймалышские, гидрокарбонатные натриевые уш-белдирские (скв. 1), гидрокарбонатные магниевонатриевокальциевые абаканские, гидрокарбонатные магниевокальциевые кижихемские. На Белокурихинском месторождении слаборадоновых кремнистых терм, которое приурочено к близширотному разлому в гранитах, базируется курорт Белокуриха.

Тянь-Шаньская гидротермальная область (26) охватывает Джунгарский Алатау и Тянь-Шань, включая Гиссарский хребет на юге. На севере области, в пределах Джунгарского Алатау, северных склонов Заилийского Алатау и северных отрогов Кунгей-Алатау и Терской-Алатау, азотные кремнистые термы (протопэги и прототермы) распространены довольно широко (белокурихинский, аксуйский и другие типы). Они приурочены к зонам тектонических разломов в изверженных породах. Температуры до 55° С включительно. По минерализации особо пресные, пресноватые и слабосолоноватые, в отдельных источниках присутствует сероводород, установлено повышенное содержание радона. По ионному составу различаются хлоридно-сульфатные натриевые копал-арасанские и ку-арасанские — иссыккатынского типа, сульфатно-гидрокарбонатные натриевые алма-арасанские — могойского типа.

В Киргизском Тянь-Шане акратотермы получили наиболее широкое распространение (обигармский, аксуйский, иссыккатынский, бозучукский типы). По температуре они относятся к протопэгам, прото- и мезотермам. По анионному составу выделяются 4 основные группы: 1) хлоридно-сульфатные натриевые и кальциевонатриевые радоновые и нерадоновые прототермы (Аксу, Иссык-Ата, Джукучак и др.), 2) гидрокарбонатно-хлоридные и хлоридно-гидрокарбонатные натриевые, кальциевые и смешанного состава (Гаумыш, Чет-Куганды, Уч-Кайнар, Тюя-Муюн и др.), 3) хлоридные кальциевонатриевые теплые (Бозучук), 4) гидрокарбонатно-сульфатные и сульфатно-гидрокарбонатные (Рыбачье, Аламедин, Гульча и др.). Намечаются системы термальных линий — южная иссык-кульская и др.

На некоторых гидротермах Тянь-Шаньской области базируются курорты и санатории: Ходжа-Оби-Гарм и Оби-Гарм в Таджикистане, Аксу, Иссык-Ата, Джеты-Огуз в Киргизии и др. [57, 197]. Солонатовое сульфатно-хлоридное магниевонатриевое озеро Иссык-Куль с водой иссыккульского типа служит базой курортного района, разместившегося на его побережье.

В *Памирской области* (27) зона азотных терм, вытянутая в близширотном направлении, разделяет южную и северную зоны углекислых холодных и горячих МВ (см. первую провинцию). Пресноватые и слабосолонатовые термы относятся к горячинскому, могойскому, абаканскому и другим типам (см. табл. 19). Это гидрокарбонатные, сульфатные и сложного состава кремнистые термы с повышенным содержанием фтора [57].

Копетдагская область (28) характеризуется наличием выходов сульфатных холодных и термальных вод (типы арчманский, коуский, фирюзинский). Источники приурочены к зонам тектонических нарушений и представляют собой очаги разгрузки артезианских и адартезианских структур. Особенно многочисленны источники в зоне копетдагской «термальной линии И. И. Никшича» (источники Арчман, Обой, Кулач и др.). В районе источника Арчман скважинами вскрыты воды с температурой до 36,7° С хлоридно-сульфатного кальциевонатриевого состава с минерализацией около 7 г/л. На них базируется курорт Арчман.

В *Кавказской области* известно большое количество термальных источников, приуроченных к зонам новейших тектонических нарушений и представляющих собой очаги разгрузки артезианских, адартезианских структур и реже гидрогеологических массивов. Для области характерны псекупский, мацестинский, тбилисский, цхалтубский и другие типы терм.

В передовых хребтах Большого Кавказа известны многочисленные горячие источники (Ачалуки, Серноводск, Горячеводск, Брагунские и др.). Курорт Серноводск использует гидрокарбонатно-хлоридную натриевую сероводородную кремнистую воду с температурой 70° С. Воды источников этих хребтов относятся к серноводскому и махачкалинскому типам (см. табл. 14, 16). Они представляют собой очаги разгрузки термальных вод Алханчуртского и Сунженского артезианских бассейнов.

Следующий район сероводородных термальных вод обширной полосой протягивается от р. Гюргенчая на востоке по всему северному склону Кавказа до р. Белой на западе. Пресные воды в области питания сменяются на погружении слоев гидрокарбонатными натриевыми и в наиболее глубоких частях прогибов — хлоридными натриевыми, в отдельных случаях со значительным содержанием сероводорода. Термальные сероводородные источники выходят в ядрах антиклинальных складок в восточной части Большого Кавказа на его северном склоне (источники Чипки, Миятлы, Талги) и на южном склоне в западном его окончании (Мацеста, Агура, Приморские). На северном склоне на базе Тал-

гинского месторождения термальных сероводородных вод функционирует бальнеологический курорт, в западной части южного склона курорт Сочи — Мацеста. Далее на восток — известные Цхалтубские радоновые термы сложного ионного состава.

Район щелочных хлоридно-гидрокарбонатных, гидрокарбонатных и хлоридных натриевых азотных и метановых терм юрских отложений охватывает осевую часть Большого Кавказа и его погружение. К этому же району следует отнести термальные воды палеозойских отложений Центрального Кавказа. На южном склоне Большого Кавказа и в Закавказье в пределах Грузии, известны Ткварчельские источники, Тбилисские термы, в Азербайджане — Елису-Бумская термальная линия [10, 235].

Все сказанное свидетельствует о большом разнообразии гидрогеологических условий формирования термальных вод второй провинции, о их разнообразии по составу и свойствам [11, 128].

Термальные воды и первой, и второй провинций начинают использоваться пока еще в небольшом масштабе для теплофикации населенных пунктов и сельского хозяйства, а также в энергетике. Минеральные термальные воды находятся в недрах повсеместно, причем с глубиной температура подземных вод возрастает и обуславливает гидротермическую зональность Земли. Холодные воды по сравнению с горячими составляют слой небольшой мощности, расположенный в приповерхностной части земной коры. Гидротермы могут быть вскрыты буровыми скважинами на некоторой глубине от поверхности в любой точке земного шара, но районы естественных выходов термальных вод на поверхность строго локализованы. Они приурочены к тем областям, где наиболее интенсивно проявились молодые разломы, вскрывающие зону терм на глубине и выводящие горячие воды на поверхность. Следовательно, ко второй провинции отнесены те территории СССР, где термальные воды выходят непосредственно на поверхность по зонам молодых тектонических разломов, в глубоких частях которых происходит формирование этих термальных вод. С этой точки зрения вторую провинцию можно назвать сейсмической.

Воды провинции в основном трещинно-жилые. Иногда они внедряются из фундамента в чехол межгорных и других артезианских бассейнов, создавая термальные артезианские воды миграционного происхождения. При формировании терм в мощных осадочных отложениях газовая составляющая этих вод меняется, и нередко азот уступает ведущее место метану. Образуются метановые и смешанного состава воды. Содержание сероводорода нередко возрастает.

Большинство исследователей считают, что азот термальных вод имеет воздушное происхождение. Но не исключено, что часть водно-солевой комплекса и газовой составляющей некоторых терм имеет глубинное происхождение. Основная особенность газового и химического состава некоторых терм второй провин-

ции — повышенное содержание гелия, местами сероводорода и сульфидов. Выделения азота не обильны, а метана, наоборот, местами чрезвычайно значительны. Радиоактивность вод второй провинции нередко повышена, но особенно высокорadioактивных вод не наблюдается. На некоторых термальных источниках радиоактивность используют как лечебный фактор, например в Белокурихе на Алтае, Джеты-Огуз в Тянь-Шане, Цхалтубо в Закавказье.

Провинция охватывает как альпийскую складчатую зону, так и омоложенные палеозойские складчатые сооружения — Тянь-Шань, Алтай и др. Ее характерные черты — активная неотектоника, проявляющаяся в современной сейсмичности, преобладание бассейнов трещинных вод гидрогеологических массивов над артезианскими бассейнами.

Третья провинция МВ. Провинция приурочена к платформенным областям, передовым прогибам и некоторым артезианским (и адартезианским) бассейнам складчатых областей. Здесь широко развиты артезианские пластовые воды: рассольные, соленые, хлоридные, реже сульфатные переменного катионного состава, но преимущественно натриевые или кальциевонатриевые, азотные в приповерхностных слоях, азотнометановые и метановые на глубине, с полями сероводородных вод [32]. Температура вод с глубиной меняется от холодных до термальных и гипертермальных включительно.

В пределах третьей провинции можно выделить несколько крупных областей МВ.

Охотская область (33) охватывает дно Охотского моря и местами его побережье — Камчатку, Сахалин. В краевых частях области вскрыты хлоридные, гидрокарбонатные и гидрокарбонатно-хлоридные натриевые воды, существенно метановые, соленые (сакский, евпаторийский и другие типы).

Восточно-Сибирская область (34) приурочена к Сибирской платформе. Весьма широко развиты крепкие и сверхкрепкие рассолы хлоридного натриевого и кальциевого состава, местами сероводородные, холодные и термальные (мархинский, парфеновский, осинский, челекенский, ишимбаевский, чартакский и другие типы). Они приурочены к районам распространения соленосных отложений палеозойского, в основном кембрийского, возраста и залегают в зонах затрудненного и весьма затрудненного водообмена. Лишь в северо-западной части платформы (Тунгусском бассейне) эти воды по зонам новейших разломов мигрируют к дневной поверхности. В зоне свободного водообмена в районах развития соленосных отложений формируются разнообразные хлоридные (старорусский, усольский, усть-кутский, вологодский и другие типы) и сульфатные (московский, ижевский, городокский и др.) воды. В северных и восточных районах платформы в терригенных толщах мезозойского возраста содержатся холодные и термальные воды хлоридного (оленекский, евпаторийский,

нальчикский и др.), реже хлоридно-гидрокарбонатного (ташкентский, сакский и др.) состава. В южной части платформы известны холодные радоновые воды гидрокарбонатного и сульфатного состава (лопухинский и др.). На базе МВ области существуют курорты в г. Усолье-Сибирском и г. Усть-Куте. Для области характерен доронинский и кемпендяйский типы озер.

Западно-Сибирская область (35) состоит из Западно-Сибирского, Барнаульского и других артезианских бассейнов. Здесь весьма широко распространены холодные и термальные хлоридные, реже хлоридно-гидрокарбонатные и другие МВ в терригенных толщах мезозойско-кайнозойского возраста.

В области может быть выделено 6 основных групп МВ:

1) солоноватые хлоридно-карбонатные натриевые (сакский тип), гидрокарбонатно-хлоридные натриевые (карачинский тип), хлоридные натриевые (евпаторийский тип), широко развиты в краевых частях бассейна;

2) метановые соленые и слабосолонные хлоридные натриевые или кальциевонатриевые, холодные и преимущественно горячие до протогипертерм включительно. Приурочены к глубоким (более 200 м) частям разреза артезианской области (уватский, хаптымансийский, максимкинъярский, омский типы);

3) железистые, среди которых выделяются холодные и термальные азотные метановые соленые и рассольные хлоридные кальциевонатриевые, содержащие до 100 мг/л железа (курбинский, чапаевский типы);

4) сероводородные хлоридно-гидрокарбонатные магниевокальциевые слабосероводородные (великолукский тип), используемые курортом Еловка. Встречаются довольно редко и плохо изучены;

5) углекислые, соленые, горячие, гидрокарбонатно-хлоридные и хлоридно-гидрокарбонатные натриевые, с минерализацией 15—30 г/л, вскрытые глубокими скважинами на Семивидовской, Мульминьской, Толумской, Самутнельской разведочных площадях Среднего Приуралья, в районе Колпашево на юго-востоке и на юге бассейна, на Веселовской и Межовской площадях (шаимский тип), сходные по составу с водами курорта Арзни в Армении [220]. Углекислые воды получены скважинами в породах фундамента и в покрывающих фундамент юрских и нижнемеловых отложениях на глубине 1500—1700 м в Приуралье и с глубины свыше 2500 м на юге бассейна и в районе Колпашево. Углекислый газ локально встречающихся щелочных углекислых вод проникает в чехол бассейна из фундамента. Скопления свободного углекислого и метановоуглекислого газа приурочены к зонам разломов;

6) радоновые холодные, пресные и слабосолоноватые (хасуртаевский, знаменский типы [220]).

На юге области находятся минеральные озера кучукского типа, реже встречаются озера доронинского и еще реже тамбу-

капского и тинакского типов. Некоторые из них имеют бальнеологическое и промышленное значение. На многих озерах имеются минеральные лечебные грязи.

Европейская область (36) в пределах СССР состоит из системы артезианских бассейнов Русского, Волго-Камского, Сурско-Хоперского, Днепровско-Донецкого, включая Припятский, восточной части Прибалтийского, включая Львовский. Область характеризуется большим разнообразием минеральных вод: азотных на малых глубинах, метановых в глубоких частях, разнообразием минерализации от пресных до высококонцентрированных рассолов.

По химическому составу МВ области можно подразделить на несколько групп: 1) хлоридные холодные и термальные, азотного, метанового или смешанного состава, разной степени минерализации; это весьма крепкие хлоридные натриевые с повышенным и высоким содержанием магния и кальция рассолы (моршинский тип), известные в Тотьме, Няндоме, Леденгске и др.; соленые и солоноватые воды с минерализацией от 2 до 35 г/кг (старорусский тип), известные в Старой Руссе, Сестрорецке, Миргороде, Солигаличе и др.; 2) сульфатные натриевомагневокальциевые солоноватые, вскрытые Останкинской скважиной под Москвой (московский тип); солоноватые хлоридно-сульфатные магниевикальциевонатриевые (ижевский тип) на курорте Ижевском; 3) гидрокарбонатные пресные магниевикальциевые (нафтусинский тип) курорта Трускавец, лечебные свойства которых приписываются наличию в воде органических веществ; 4) сероводородные воды, среди которых выделяются несколько типов по составу и условиям формирования.

На ММВ базируются курорты области: Старая Русса, Кемери, Сольвычегодск, Тотьма, Липецк, Кашин, Серегово, Солигалич, Усть-Качка, Краинка, Моршин, Трускавец, Друскивинкай, Бирштонас и др. Многие МВ идут на розлив — московская, угличская, полуостровская и др. Некоторые МВ содержат иод и бром. В прошлом некоторые рассолы использовались для выварки поваренной соли (Старая Русса) [77, 134].

Алаколь-Балхашская область (37) охватывает систему крупных бессточных впадин Южного Казахстана, тяготеющих к бассейнам озер Алаколь и Балхаш. Здесь известны солоноватые сульфатные натриевые МВ (баталинский тип) и хлоридные натриевые соленые воды с минерализацией 10—50 г/л (старорусский тип).

В области имеются многочисленные минеральные озера, преимущественно сульфатномагниево-кальциевые (кучукский тип), реже карбонатные (доронинский и тинакский типы).

Арало-Каспийская область (38) представляет собой систему артезианских бассейнов Приаралья и Прикаспия. Это область холодных и термальных вод разнообразной минерализации — от пресных термальных до сверхкрепких рассолов с минерализацией до 40—500 г/л (ташкентский, махачкалинский, челекент-

ский, цаишинский, карачинский, нальчикский типы). Весьма разнообразны многочисленные минеральные озера области (кучукский, карабогазгольский, индерский, эльтонский, сакский, типакский типы).

Азово-Черноморская область (39) охватывает обширную территорию, тяготеющую к Азовскому и Черному морям и их субмаринным бассейнам. Область характеризуется большим разнообразием минеральных вод по составу и минерализации (баталинский, евпаторийский, феодосийский, ейский типы). Ее термальные и минеральные воды и грязи используются на курортах Крыма: Саки, Евпатория, Феодосия. Производится розлив минеральной воды — «Крымский нарзан», «Феодосия» и др. Минеральные озера относятся преимущественно к сакскому, реже карабогазгольскому типу.

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

В пределах СССР выделяются три пояса артезианских бассейнов: Арктический, Бореальный и Средиземноморский [78]. Наиболее характерной общей чертой размещения подземных минеральных вод третьей провинции, их разнообразного состава и минерализации является их зональность в разрезе и в плане артезианских бассейнов. Эта зональность находится в зависимости от географического положения артезианских бассейнов, определяющего меру и характер воздействия физико-географических факторов на подземные воды бассейнов, от состава и строения водоносных горизонтов и водоупорных пород, от тектоники и неотектоники, от гидрогеологических и гидротермических особенностей бассейнов. Все это накладывает отпечаток на расположение и строение различных гидрохимических зон и образуемых ими поясов, краткая характеристика которых приводится в книге [77]. В пределах Средиземноморского пояса и на юге Бореального размещаются многочисленные и разнообразные по составу минеральные озера.

А провинциальные области и районы. В Балтийской, Украинской, Уральской, Казахстанской областях, в районе Енисейского Кряжа нет провинциальных вод или они проявляются в редких случаях. Однако здесь встречаются железистые и радоновые МВ с газами воздушного происхождения [49].

* * *

В заключение следует подчеркнуть, что закономерности распространения МВ на территории СССР существенно различны в артезианских областях и бассейнах третьей провинции и в гидро-

геологических складчатых областях первой и второй провинций; это обусловлено различным геологическим их строением и различными особенностями их геологической истории.

Ведущим фактором формирования МВ первой провинции (вулканогенной) является молодой вулканизм, который обусловил развитие основных ресурсов лечебных углекислых вод и вод горячих, имеющих большое значение в термоэнергетике. Ведущим фактором формирования и размещения МВ второй провинции (сейсмогенной) является современная активная сейсмичность, обусловившая образование глубоких активных разломов, по которым происходит перемещение отдельных блоков земной коры и к которым приурочены термальные лечебные и отчасти термоэнергетические воды. Наконец, ведущим фактором формирования и размещения МВ третьей провинции (седиментогенной, талассогенной) являются эпейрогенические колебательные движения земной коры, которые обусловили образование слоистых осадочных отложений моря и способствовали созданию артезианских бассейнов с присущими им водами седиментации морского генезиса, с зональным размещением основных ресурсов подземных соленых и рассольных МВ с иодом, бромом, сероводородом и другими компонентами, имеющими лечебное и промышленное значение или перспективными для теплофикации и термоэнергетики.

Дальнейшие исследования позволят уточнить границы провинций МВ, нанести на карту новые их области и районы. Так, например, намечается обширная область углекислых вод на Северо-Востоке СССР, возможно выделение в будущем области углекислых вод в Западной Сибири, в северных отрогах Алтая.

Часть II

ПОДЗЕМНЫЕ МИНЕРАЛЬНЫЕ ВОДЫ

МИНЕРАЛЬНЫЕ ВОДЫ ЛЕЧЕБНОГО ЗНАЧЕНИЯ

К минеральным лечебным водам относятся такие, которые вследствие своих физических или химических особенностей оказывают благотворное целебное воздействие на человеческий организм. Основные показатели оценки лечебных МВ приведены в табл. 10. Минеральные лечебные воды подразделены на 8 основных бальнеологических групп [83]:

1) лечебные без специфических компонентов и свойств. Лечебное их значение определяется основным ионным составом и общей минерализацией. Преобладающие газы — азот и углеводороды (метан);

2) углекислые. Лечебное значение определяется наличием в этих водах растворенного углекислого газа (свыше 500 мг/л). В общем составе газов углекислота составляет обычно 95—100%. Лечебное значение имеют также ионный состав и минерализация. Норма для отнесения вод к углекислым в СССР принимается для питьевой воды 0,5, для наружного применения 1,4 г/л;

3) сульфидные (сероводородные). Выделяются по наличию в них свободного сероводорода и иона водорода, которые и определяют лечебное действие этих вод, используемых обычно для ванн. Для отнесения вод к сероводородным содержание в них сульфидов должно превышать 10 мг/л;

4) железистые, мышьяковистые, с высоким содержанием марганца, меди, алюминия и др. Лечебное значение этих вод определяется наличием в них перечисленных выше и других микрокомпонентов состава. Норма содержания железа 20, мышьяка (в пересчете на металлический мышьяк) 0,7 мг/л. Для отнесения вод к медистым, марганцовистым, алюминиевым и другим норм не установлено;

5) бромистые, иодистые. Содержание брома в воде должно быть более 25 мг/л, иода 5 мг/л при общей минерализации, допускающей использование ее в качестве лечебной питьевой;

6) с высоким содержанием органических веществ. Норм для отнесения вод к лечебным по содержанию органических веществ не установлено. Сюда относятся воды источника Нафтуса на курорте Трускавец и некоторые другие в СССР, воды брамштедтские в ФРГ;

7) радоновые. К этой группе относятся воды с содержанием радона свыше 5 нкюри/л (14 ед. Махе);

8) кремнистые термы. В эту группу включены термальные воды, содержащие 50 мг/л H_2SiO_3 при температуре более 35° С. Азот и углекислота — преобладающие газы этих вод.

Эта классификация минеральных лечебных вод получила широкое распространение и принята в настоящей работе.

Глава 5

ЛЕЧЕБНЫЕ ВОДЫ БЕЗ „СПЕЦИФИЧЕСКИХ“ КОМПОНЕНТОВ И СВОЙСТВ

Бальнеологическое воздействие этих вод на человеческий организм определяется их основным ионным составом и общей минерализацией. Воды этой группы холодные и термальные, минерализация их колеблется обычно от 1—2 до 100—250 г/л. По химическому составу эти воды преимущественно хлоридные (в том числе гидрокарбонатно-хлоридные и сульфатно-хлоридные) и сульфатные (в том числе и хлоридно-сульфатные). Термальные воды этой группы обладают разнообразной минерализацией; состав их хлоридный, сульфатный, гидрокарбонатный. Газовый состав вод азотный, реже метановый. К этой группе относятся следующие важные типы МВ: хлоридные — акбулакский, старорусский, оленекский, усольский, вологодский, тутончанский и др.; сульфатные — московский, ижевский, баталинский и др. (см. табл. 13). Типы термальных вод этой группы: ташкентский, сакский, цаишинский, махачкалинский, карачинский, актумсукский, евпаторийский и др. (см. табл. 14).

Группа МВ без специфических компонентов наиболее широко развита в артезианских бассейнах, т. е. в третьей провинции. При этом азотные воды данной группы приурочены обычно к верхнему гидродинамическому этажу — зоне свободного водообмена, а метановые связаны с водоносными горизонтами нижнего гидродинамического этажа (чаще с зоной затрудненного водообмена).

Азотные сульфатные и хлоридно-сульфатные воды различного катионного состава с минерализацией до 2—5, реже до 10—25 г/л (типы московский, ижевский и др.) широко распространены в Северо-Двинском, Волго-Камском, Московском, Припятском и других артезианских бассейнах Европейской области; Ангаро-Лепском, в южных и западных районах Тунгусского бассейна,

юго-западных районах Якутского бассейна Восточно-Сибирской области и других регионах, где неглубоко от поверхности залегают гипсово-ангидритовые толщи разного возраста. Азотные сульфатные и хлоридно-сульфатные воды вскрываются скважинами обычно на глубинах 50—100 м, реже 200—300 м. Производительность скважин колеблется от долей литра до 10—20 л/сек. Дебиты источников достигают 10—100 л/сек. Эти воды успешно применяются для лечения на многих курортах и санаториях и используются для розлива. Приведем некоторые примеры этих вод.

Московский тип

Европейская обл., Краинка, курорт, скв., 16 м, С₁

$$N_2 M \ 2,3 \ \frac{SO_4 87 HCO_3 12}{Ca 84 Mg 14} \ t \ 7,5$$

Европейская обл., Останкино (Москва), завод розлива, скв., 354 м, D₃

$$N_2 M \ 3,9 \ \frac{SO_4 94 HCO_3 4}{Ca 39 Mg 32 Na 26} \ t \ 6,0$$

Европейская обл., Нижнеивкино, курорт, завод розлива, скв., 14 м, P₂ kz

$$N_2 M \ 2,5 \ \frac{SO_4 79 HCO_3 12}{Ca 69 Na 19} \ t \ 5,4$$

Европейская обл., Балдоне, санаторий, скв., 8—27 м, D₃

$$N_2 M \ 2,3 \ \frac{SO_4 84 HCO_3 15}{Ca 88 Mg 11} \ t \ 11,5$$

Европейская обл., Ликеная, курорт, скв., 27—56 м, D₃

$$N_2 M \ 2,2 \ \frac{SO_4 82 HCO_3 16}{Ca 75 Na 19} \ t \ 7,4$$

Восточно-Сибирская обл., Ангаро-Ленский бассейн, Братск, скв., 30—117 м, C₃

$$N_2 M \ 2,6 \ \frac{SO_4 94}{Ca 63 Mg 24}$$

Восточно-Сибирская обл., Тунгусский бассейн, Норильск, скв.

$$N_2 M \ 2,9 \ \frac{SO_4 96 Cl 4}{Ca 46 Mg 27 Na 27}$$

Ижевский тип

Европейская обл., Ижевские минеральные воды, курорт, завод розлива, скв., 75 м, P₁₋₂

$$N_2 M \ 1,7 \ \frac{SO_4 62 Cl 38}{Ca 39 Na 38 Mg 23} \ pH \ 7,4$$

Крым, Феодосия, завод розлива, скв., 87 м, K₂—P₁

$$N_2 M \ 4,2 \ \frac{SO_4 52 Cl 35}{Na 78 Ca 11} \ pH \ 7,5 \ t \ 15$$

Западная Сибирь, Шира, курорт, скв., 12—56 м, D

$$N_2 M \ 6,4 \ \frac{SO_4 66 Cl 29}{Na 51 Mg 27 Ca 22} \ pH \ 7,1$$

Баталинский тип

Ставропольский край, ист. Баталинский, завод розлива, скв., 12 м, Q

$$N_2 M \ 20 \ \frac{SO_4 84 Cl 11}{Na 54 Mg 39} \ pH \ 7,8 \ t \ 12,$$

Некоторые воды формируются в результате выщелачивания инфильтрационными водами гипсово-ангидритовых толщ и частично за счет обменных реакций. Азотные холодные натриевые воды с минерализацией от 2—5 до 100—270 г/л (старорусский, усольский, вологодский типы) весьма широко распространены в районах неглубокого залегания от земной поверхности соленосных толщ разного возраста. Они широко развиты, в частности, в Европейской (Северо-Двинский, Московский, Волго-Камский бассейн и др.), Восточно-Сибирской областях (Ангаро-Ленский бассейн, южная часть Якутского, юг и запад Тунгусского бассейнов) и других регионах. В их пределах в долинах рек известны многочисленные источники этих вод с дебитами до 10—100 л/сек; скважинами эти воды вскрываются на глубинах обычно от 50—100 до 300—500 м. Дебиты скважин достигают 10—20 л/сек. На базе этих вод функционируют курорты и санатории.

Старорусский тип

Европейская обл., Старая Русса, курорт, скв., 110 м, D₂ N₂ M 20 $\frac{Cl_{91} SO_4 8}{Na_{69} Ca_{19}}$ pH 7,4 t 10,8.

Европейская обл., Солониха, курорт, скв., 91, P₂ N₂ M 7,3 $\frac{Cl_{62} SO_4 37}{Na_{83} Mg_{10}}$ pH 8,0 t 4,0.

Европейская обл., Красноусольск, курорт, источник, C₃ N₂ Rn16 M 32 $\frac{Cl_{94} SO_4 5}{Na_{94} Ca_3}$ t 14.

Восточно-Сибирская обл., Литвицевский источник, C₂ N₂ M 8,4 $\frac{Cl_{159} SO_4 25}{Na_{72} Ca_{19}}$ pH 8,4 t 7,9.

Усольский тип

Восточно-Сибирская обл., Усолье-Сибирское, курорт, колодец, C₁ N₂ M 73 $\frac{Cl_{92} SO_4 7}{Na_{92} Ca_5}$ pH 7,0 t 6.

Европейская обл., Соль-Илецк, курорт, шахта, P₁ N₂ M 106 $\frac{Cl_{98} SO_4 2}{Na_{97} Ca_2}$ pH 7,0.

Европейская обл., Сергеево, курорт, скв., 234 м, P N₂ M 95 $\frac{Cl_{96} SO_4 4}{Na_{78} Ca_{22}}$ Br0,195 I 0,007 pH 7,0 t 9.

Вологодский тип

Европейская обл., Москва, Боевская скв., бальнеолечебница, 1138 м, D₂ N₂ M 259 $\frac{Cl_{99}}{Na_{85} Ca_9}$ Br0,384 pH 7,6 t 28,8.

Восточно-Сибирская обл., Кемпэндяй, источник, D N₂ M 317 $\frac{Cl_{99}}{Na_{98} Ca_2}$ pH 6,4 t 0,8.

В артезианских структурах, сложенных терригенными толщами Западно-Сибирской области, Приазовского (Азово-Кубанского), Терско-Кумского бассейнов и др., МВ без специфических компонентов довольно разнообразны. Они представлены азотно-метановыми и метановыми водами гидрокарбонатно-хлоридного и преимущественно хлоридного натриевого состава с минерализацией от 1—10 до 20—35 г/л и более (типы карачинский, евпаторийский, нальчикский и др.). Кроме того, в этих структурах встречаются МВ без специфических компонентов: азотные и метановые пресные и слабосоленые, различного ионного состава (сульфатные, гидрокарбонатные, гидрокарбонатно-сульфатные и др.), температуры которых достигают 60—70° С и более (типы ташкентский, сакский, махачкалинский и др.). Все эти воды широко используются для лечебных целей.

Ташкент, бальнеолечебница, скв. 3, 1395—2058 м, К₂ N₂ М 0,8 $\frac{\text{HCO}_3 54 \text{ SO}_4 25 \text{ Cl} 21}{\text{Na} 94 \text{ Ca} 4}$ рН 8,2 t 50

Махачкала, завод розлива, скв. 160, 1487—1520 м, N₁ N₂, CH₄ М 4,2 $\frac{\text{SO}_4 48 \text{ HCO}_3 30 \text{ Cl} 20}{\text{Na} 98}$ рН 8,6 t 65

Западно-Сибирская обл., курорт «Озеро Карачи», скв. 947 м, K₁₋₂ N₂, CH₄ М 2,3 $\frac{\text{Cl} 51 \text{ HCO}_3 45}{\text{Na} 98}$ рН 8,2 t 30

Тбилиси, курорт, скв., 890—1300 м, P₂ N₂CH₄ М 4 $\frac{\text{Cl} 99 \text{ HCO}_3 1}{\text{Na} 68 \text{ Ca} 32}$ рН 8,4 t 43

Нальчик, завод розлива, скв. 62-Г, К₂ N₂ М 3,6 $\frac{\text{Cl} 90 \text{ HCO}_3 6}{\text{Na} 87 \text{ Ca} 8}$ рН 7,9 t 20,5

Ростов, санаторий, скв. 1-Э, 615—658 м, К₂ CH₄, N₂ М 4,2 $\frac{\text{Cl} 99}{\text{Na} 77 \text{ Ca} 15}$ Br 0,0101 I 0,011 рН 6,8 t 31,5

Сахалин, бальнеолечебница, Дагинские ист., N₂ CH₄ М 5,6 $\frac{\text{Cl} 97 \text{ HCO}_3 2}{\text{a} 86 \text{ Ca} 11}$ H₂SiO₃ 0,045 рН 8,3 t 45,5

Аркеван, АзССР, бальнеолечебница, скв., P₂ CH₄N₂ М 18 $\frac{\text{Cl} 99}{\text{Na} 66 \text{ Ca} 33}$ H₂SiO₃ 0,030 рН 8,3 t 50

Применение изотопных (масс-спектрометрических) методов исследований дейтерия (D) и кислорода-18 (¹⁸O) позволило решить сложный, а подчас и спорный вопрос о генезисе соленых МВ и рассолов для многих артезианских бассейнов: Ферганского, Западно-Туркменского, Ангаро-Ленского, Сочинского, Днепровско-Донецкого и др. Так, например спорный вопрос о природе рассолов Ангаро-Ленского артезианского бассейна решился в пользу метеорных вод для надсолевого водоносного комплекса, где по данным изотопных исследований залегают вадозные воды выщелачивания соленосных отложений. Для более глубоко залегающих сверхкрепких рассолов вопрос решился в пользу содер-

жания в них значительной доли вод морского генезиса [179]. Таков же характер генетическо-возрастных особенностей соленых и рассольных МВ Припятского артезианского бассейна по данным изотопных исследований [8, 179].

Глава 6

УГЛЕКИСЛЫЕ ВОДЫ

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, Аршан и др. Наличие в воде определенных количеств углекислого газа придает ей специфические черты. Углекислые воды представляют особую лечебную ценность как при внутреннем, так и при наружном их применении. Даже обычная пресная вода, насыщенная углекислотой, становится эффективным лечебным средством.

Для отнесения вод к лечебным углекислым минеральным в СССР принята норма 0,5 г/л. При содержании CO_2 0,5—1,4 воды относятся к слабоуглекислым, 1,4—2,5 — к углекислым средней концентрации и свыше 2,5 г/л — к сильно углекислым. Для питья принимается предел 500 мг/л CO_2 . При использовании МВ для углекислых ванн содержание в ней углекислоты должно быть не менее 1,4 г/л [83].

При растворении углекислоты 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 и даже хлоридно-гидрокарбонатную, а сульфатная — в гидрокарбонатно-сульфатную. Углекислые воды характеризуются исключительно разнообразным ионным составом. Наиболее широко они представлены гидрокарбонатными, сульфатно-гидрокарбонатными, гидрокарбонатно-сульфатно-хлоридными, гидрокарбонатно-хлоридными, хлоридно-гидрокарбонатными и реже другими водами по анионному составу. Среди катионов в этих водах обычно преобладают кальций или натрий в различных соотношениях, реже преобладает магний. Гидрокарбонаты присутствуют почти во всех углекислых водах, за исключением сильно-кислых. В некоторых рассолах содержание гидрокарбонатов составляет всего единицы процент-эквивалентов. Минерализация углекислых вод изменяется в широких пределах: от редко встречающихся особо пресных (0,1—0,3 г/л), к каким относится источник Карповка в Забайкалье, до рассолов ереванского типа (92 г/кг и более). Однако углекислые рассолы встречаются редко. Среди них заслуживают упоминания ереванские, вскрытые скв. 4

в ущелье р. Раздан, и тунгорские содовые рассолы с минерализацией 57 г/л, вскрытые скважиной на Сахалине.

По генезису ионного состава углекислые воды могут быть как инфильтрационными водами выщелачивания, так и седиментационными морского и иного генезиса или смешанными. Месторождения углекислых вод обычно приурочены к трещинным зонам разломов или к пластово-трещинным коллекторам. Наряду с месторождениями трещинно-жильных вод встречаются и месторождения пластового типа в артезианских бассейнах, а также месторождения вулканогенных супербассейнов. Большинство месторождений сосредоточено в горных областях кайнозойского возраста и в более древних, но омоложенных и активизированных в кайнозое, встречаются они и на периферии горных областей, но повсюду в сфере влияния молодых магматических очагов. Как свидетельствуют данные регионального изучения месторождений углекислых вод, последние распространены обычно в районах современной или недавно угасшей вулканической деятельности.

По сравнению с другими газовыми водами углекислые воды обладают наибольшей газонасыщенностью. Газовый фактор, т. е. отношение дебита газа к дебиту воды (газ/вода), обычно 1,5—4,6, а иногда до 18 и более. На приповерхностных участках подъема углекислых вод, на глубине 30—40 м, где давление снижается, выделяется спонтанная углекислота и колеблется дебит.

Углекислые горячие воды представляют большой научный интерес для геохимии и учения о рудных месторождениях. Обладая высокой растворяющей способностью, углекислые воды играют особую роль в преобразовании вмещающих пород и переносе рудноносных элементов и, следовательно, в гидротермальных процессах. 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 склонах горы Машук на Кавказе, у выходов нарзанов на Военно-Грузинской дороге, у углекислых теплых и горячих источников Памира, на террасах р. Кынгарги у южной подошвы Тункинских Альп на Аршане, теплом источнике Ямкун в Восточном Забайкалье.

Приведем описание наиболее характерных групп углекислых вод.

Гидрокарбонатная группа углекислых МВ. Трещинно-жильными являются холодные МВ Дарасун в Забайкалье, на базе которого действует курорт, расположенный к югу от г. Читы. Дарасунское ММВ приурочено, по А. П. Карасевой, к мощной зоне дробления песчаниково-конгломератовой толщи юры (?), залегающей в грабене, образованном крупными надвигами, близмеридиональными по простиранию. Надвиги с двух сторон ограничивают юрскую толщу от песчано-сланцевых метаморфизованных палеозойских пород. Ширина грабена до 500 м. Углекислые воды залегают в юрской толще, в приповерх-

ностной части которой циркулируют пресные грунтовые воды. Юрская толща прикрыта сверху водоносными аллювиальными отложениями долины р. Дарасун, простирающейся с востока на запад. Пресные и минеральные углекислые воды образуют единую гидродинамическую систему трещинно-жильных вод. К Дарасунской гидроминеральной линии приурочено еще несколько углекислых источников, выходы которых наблюдаются к югу от Дарасуна [91, 135].

По минерализации и составу воды Дарасуна относятся к пресноватым и слабосоленоватым углекислым гидрокарбонатным магниево-кальциевым железистым, весьма холодным:

Дарасун $\text{CO}_2, 95 \text{ М } 1,3 \frac{\text{HCO}_3, 90 (\text{SO}_4, 9 \text{ Cl})}{\text{Ca} 51 \text{ Mg} 27 (\text{Na} 18 \text{ Fe} 4)} \text{ рН } 6 \text{ т } 2,8.$

Воды типа дарасунской аналогичного и близкого состава широко распространены на Дальнем Востоке, в Забайкалье, sporadически встречаются в горах Южной Сибири, в Тянь-Шане, на Кавказе и в других областях первой провинции как в СССР, так и за рубежом (МНР [129], Иран, Польша). Они получили название дарасунов. Как правило, дарасуны приурочены к тектоническим трещинам неглубокого заложения, о чем свидетельствует их низкая температура, но иногда встречаются и протопэги и прототермы. По газовому составу — углекислые, азотноуглекислые и метановоуглекислые. По минерализации они относятся к пресным и чаще всего к слабосоленоватым. Среди анионов резко преобладают гидрокарбонатные ионы, на втором месте большей частью стоят сульфатные ионы, содержание которых не превышает 20% экв., на третьем месте — ионы хлора. Среди катионов первое место занимают кальций и магний, натрий обычно стоит на последнем месте. В зависимости от содержания кальция и магния различаются наиболее часто встречающиеся магниевокальциевые, кальциевые дарасуны и редко встречающиеся магниевые. Довольно часто среди микрокомпонентов отмечается присутствие железа (свыше 20 мг/л), позволяющее выделить железистые дарасуны. Дарасуны, формирующиеся в кислых изверженных породах типа гранитоидов, иногда обогащены радоном и относятся к радоновым (Ургучан, Молоковка).

С возрастанием содержания ионов Na^+ дарасуны переходят через ряд промежуточных форм в гидрокарбонатные натриевые (содовые) воды байлейского типа в Забайкалье. Байлейское месторождение углекислых МВ содового состава приурочено к Байлейскому (Удидино-Даинскому) адартезианскому бассейну, сложенному терригенными мезозойскими и кайнозойскими отложениями, залегающими на кристаллическом фундаменте. Породы фундамента и бассейна разбиты тектоническими трещинами близширотного и близмеридионального простирания, по которым с глубины

к поверхности поднимаются углекислые воды. Сводная формула Курлова балейских минеральных вод по данным 12 анализов:

Балей, 12 анализов

$$\text{CO}_2 0,9-2,6 \text{ М } 0,9-1,6 \quad \frac{\text{HCO}_3 95-99 (\text{Cl} 1-3 \text{ SO}_4 0-2)}{\text{Na} 75-90 (\text{Ca} 3-14 \text{ Mg} 6-14)} \quad \text{pH } 6-7,5 \quad t \quad 0,9-10.$$

По данным Г. И. Хнырева, в пределах чехла артезианского бассейна с глубиной наблюдается увеличение минерализации 1,9—16,4 г/л, а в интервале глубин 170—250 м — увеличение содержания свободной углекислоты 0,1—1,8 г/л. Во внешней области питания артезианского бассейна, в зоне выветривания, развиты трещинные воды гидрокарбонатного щелочноземельного состава; по тектоническим трещинам северо-восточного простирания на склонах окружающих гор в боковых долинах появляются углекислые воды дарасунского типа. В процессе продвижения в кристаллическом фундаменте на глубину минерализация вод несколько возрастает, а состав изменяется вследствие увеличения содержания ионов натрия. Из фундамента углекислые воды поступают в чехол бассейна, сложенный тонкозернистыми песчаниками, конгломератами, глинистыми сланцами, где и завершается их формирование. Высокое содержание соды в водах континентальных отложений бассейна объясняется за счет образования в прошлом содовых озер на дне Балейской котловины в условиях сухого континентального климата. В самом деле, в бассейне р. Ингоды известна группа содовых озер (Доронинское, Чепчек I, Чепчек II, Торм), сводная формула состава которых приводится ниже. Сопоставление ее с формулой состава балейских вод показывает их поразительное сходство.

Содовые озера Инго-динской долины М 2—22 $\frac{(\text{HCO}_3 + \text{CO}_3) 75-99 (\text{Cl} 0,2-26 \text{ SO}_4 1-7)}{\text{Na} 72-100 (\text{Mg} 0,5-9 \text{ Ca} 0,1-3)}$

Близки по составу боржомские МВ Грузии. Формула Курлова:

Боржоми $\text{CO}_2 1,0 \text{ М } 6,4 \quad \frac{\text{HCO}_3 85 (\text{Cl} 15)}{\text{Na} 88 (\text{Ca} 7 \text{ Mg} 5)} \quad (\text{Br, I}) \quad t \quad 33.$

Примерно 85% солевого состава вод боржоми — гидрокарбонаты натрия. В воде присутствуют бром, йод. Происхождение таких вод весьма сложно, если принять во внимание их довольно высокую минерализацию. Разведочными работами в Боржоми доказано, что содовая боржомская вода поднимается по трещинам разломов из карбонатной меловой толщи и поступает в ядре антиклинальной складки в вышележащие флишевые отложения с вполне сформировавшимся содовым составом. Пройдя отложения флиша, она почти не изменяет своего состава.

Приведем примеры гидрокарбонатных натриевых вод, по формуле Курдова ближайших аналогов боржомского и балейского типов:

Закарпатъе, Поляна Квасова	CO ₂ 2,0 М 10,4	$\frac{\text{HCO}_3 88 (\text{Cl}12)}{\text{Na}93}$	† 11.
О. Сахалин, Тунгор, скв., 2100 м	CO ₂ 5,0 М 57	$\frac{\text{HCO}_3 90 (\text{Cl}10)}{\text{Na}98}$	† 70.

Как видно из формул, воды эти почти чисто гидрокарбонатные натриевые. Содержание гидрокарбоната натрия в них свыше 88 % экв. Минерализация изменяется в очень широких пределах. Особенно высока минерализация углекислых вод Тунгора (57 г/л), почти в 2 раза превышающая минерализацию известных криничных углекислых вод (Польша). Вскрыты они глубокой скважиной в неогеновых отложениях Северо-Сахалинского артезианского бассейна. По минерализации содовые углекислые воды Тунгора занимают первое место в Евразии. Этого типа воды, но менее минерализованные, известны также в Иране, Вьетнаме [56].

Углекислые воды в Северо-Сахалинском артезианском бассейне вскрыты скважинами на отдельных участках месторождений газа и нефти, тяготеющих к крупному региональному разрывному нарушению, в нижних песчаных продуктивных горизонтах верхнего миоцена. Есть основания предполагать, что содовые воды поднимаются с больших глубин. Взаимодействие в глубинных условиях вод, содержащих углекислоту, с натриевыми силикатами — вот, по-видимому, главный процесс образования тунгорских вод. Для обоснования этого предположения необходимо располагать данными о минералогическом составе водовмещающих пород и экспериментальной проверки по взаимодействию вод и пород [181].

Между типичными содовыми водами балейскими и боржомскими, с одной стороны, и гидрокарбонатными магниевокальциевыми водами дарасунов, с другой — существуют взаимные переходы по соотношению натрия и кальция, и можно выделить подтипы вод с преобладанием натрия над щелочными землями (близбалейские, например тасеевские) или щелочных земель над натрием (близдарасунские, например шивандинские, кукинские и др.).

Гидрокарбонатно-сульфатная и сульфатно-гидрокарбонатная группа. При возрастании в составе углекислых вод сульфатных ионов, присутствующих в гидрокарбонатной группе в малых количествах или полностью отсутствующих, дарасуны переходят в нарзаны — сульфатно-гидрокарбонатные щелочноземельные воды с повышенным или высоким содержанием натрия. Типичными представителями этой группы минеральных углекислых вод являются кисловодские нарзаны, которые принадлежат к системе КМВ. Обычно нарзаны кисловодского типа связаны с карбонатными породами (извест-

няки, доломиты), характеризуются пластово-трещинными условиями залегания и проявляются на поверхности в зонах тектонических трещин. Кисловодские нарзаны приурочены к южному крылу Предкавказского артезианского бассейна, получившему название «артезианского склона», высоко приподнятого по северному склону Большого Кавказа.

Химический состав МВ в Кисловодске:

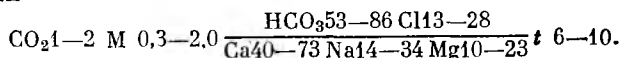
Нарзан источник	CO ₂ 2,0 М 2,3	$\frac{\text{HCO}_3\text{60 SO}_4\text{29 (Cl11)}}{\text{Ca60 Mg23 (Na17)}}$	pH 6,3 t 13.
Сульфатный нарзан скв. 8	CO ₂ 1,8 М 5,1	$\frac{\text{HCO}_3\text{55 SO}_4\text{44 (Cl1)}}{\text{Ca56 Mg31 (Na13)}}$	pH 6,4 t 16.
Доломитный нарзан скв. 7	CO ₂ 1,9 М 3,9	$\frac{\text{HCO}_3\text{60 SO}_4\text{26 (Cl14)}}{\text{Ca56 Na24 Mg20}}$	pH 6,4 t 17.

Из приводимых формул Курлова видно, что кисловодские нарзаны характеризуются как углекислые сульфатно-гидрокарбонатные магниевокальциевые или магниевонатриевокальциевые воды. Углекислая МВ поступает в каптаж источника Нарзан из доломитизированных известняков валанжинского яруса по тектоническим трещинам. Вышележащие пористые отложения готерива, незначительные по мощности, на данном участке служат лишь проводниками для этих вод. Источник Доломитный нарзан представляет собой наклонную буровую скважину, вскрывшую под четвертичными отложениями и песчаниками и известняками готерива доломитизированные известняки валанжина. Вода источника по нарзанопроводу поступает в здание нарзанной галереи. Источник Сульфатный нарзан также представляет собой наклонную скважину, вскрывшую под четвертичными отложениями песчаники готерива, доломитизированные известняки валанжина и верхнюю часть пестроцветной толщи волжского яруса. Вода из скважины по нарзанопроводу поступает в нарзанную галерею. Мощность пестроцветной толщи 10—200 м и более. Залегает она на гранитах и кристаллических сланцах палеозоя. В верхней части разреза пестроцветной толщи присутствует гипс.

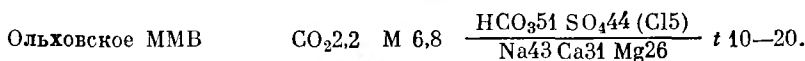
Согласно современным представлениям [45, 134, 154, 166], углекислый газ района КМВ имеет вулканогенное происхождение, а на северной периферии КМВ, по И. Я. Пантелееву, — метаморфогенное. Углекислый газ проникает из кристаллического фундамента в осадочные породы чехла артезианского склона и на всем пути движения подземных вод от области их питания в горах Кавказа до очагов разгрузки, связанных с пересечением разломов северо-восточного и иного простирания с поверхностью рельефа, играет первостепенное значение в формировании МВ. Вторым важным фактором формирования является состав пород и гидрохимическая зональность артезианского склона, установленная С. А. Шагоянцем.

О происхождении сульфатов в кисловодских нарзанах существуют разные точки зрения. Наиболее обоснованной из них изучением изотопов серы является объяснение появления сульфатов за счет растворения и выщелачивания гипсоносной волжской толщи [151]. Помимо сульфатных нарзанов кисловодского типа на Кавказе имеются нарзаны баксанского типа, для которых характерны повышенное и высокое содержание ионов хлора, занимающих после гидрокарбонатных среди анионов второе место, и отсутствие или малое содержание сульфатов.

Баксанские нарзаны

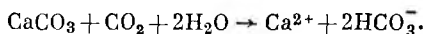
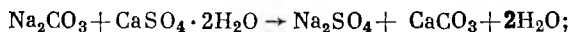


В некоторых МВ рассматриваемой группы содержание сульфатных и гидрокарбонатных ионов почти одинаково.



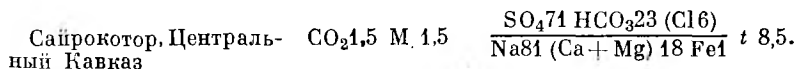
Минеральная вода Ольховского ММВ отличается от воды Сульфатного нарзана значительным содержанием натрия. Солевой состав ольховских МВ, % экв.: Na_2SO_4 — 38, CaSO_4 — 6, $\text{Mg}(\text{HCO}_3)_2$ — 26, $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ — 25.

Труднее всего объяснить причину довольно высокого относительного и абсолютного содержания сульфата натрия. Ольховское месторождение МВ приурочено к разрывным нарушениям. Газо-проводящими каналами являются расколы древнего фундамента, по которым углекислота и МВ поступают в перекрывающие фундамент верхнеюрские отложения. В этих отложениях образуется зона углекислых МВ с высоким содержанием углекислоты. Состав МВ кристаллического фундамента, по-видимому, гидрокарбонатный натриевый. Проникая в юрские отложения, они взаимодействуют с гипсами:



В конечном итоге содовые воды преобразуются в сульфатно-гидрокарбонатные или гидрокарбонатно-сульфатные магниево-кальциевонатриевые. В зоне скопления они охлаждаются и смешиваются с верхними водами.

Еще более высоким содержанием сульфатных ионов характеризуется вода углекислого источника № 179 Сайрокоттор на западном склоне горы Лабода, по М. И. Врублевскому, но среди катионов в ней резко преобладает натрий [45].



Причина столь высокого содержания натрия в рассматриваемом источнике остается невыясненной.

К сульфатно-гидрокарбонатной группе относится также популярный в Сибири источник Аршан Тункинский, на котором базируется курорт Аршан. По своему составу воды занимают промежуточное положение между дарасунами и кислородскими нарзанами, как это видно из приводимой ниже формулы. В глубоких частях Аршанского месторождения вскрыты горячие (43°C) углекислые воды с высоким газовым фактором. Вода при подъеме к поверхности земли охлаждается, давление падает, происходит дегазация и на стенках буровых скважин осажается карбонат кальция. Травертины, отлагавшиеся МВ Аршана в прошлом, сохранились на террасах р. Кынгарги, по берегам которой расположен курорт. Предположение проф. А. В. Львова о том, что воды Аршана были горячими и отлагали травертины, подтвердилось работами Института курортологии:

Аршан Тункинский, $\text{CO}_2 1,5 \text{ M } 2,6 \frac{\text{HCO}_3 75 \text{ SO}_4 23}{\text{Ca} 55 \text{ Mg} 33 (\text{Na} 12)} t 14,5$.
курорт, скв. 8

К сульфатно-гидрокарбонатным кальциевонатриевым относятся термальный углекислый Славяновский источник Железноводска (КМВ):

Железноводск, курорт $\text{CO}_2 0,68 \text{ M } 3,5 \frac{\text{HCO}_3 46 \text{ SO}_4 37 (\text{Cl} 17)}{\text{Na} 61 \text{ Ca} 32 (\text{Mg} 7)} t 55$.

К этой же группе гидрокарбонатно-сульфатных и сульфатно-гидрокарбонатных МВ разного катионного состава относятся некоторые минеральные источники Западной Чехии, Польши, Турции, Ирана, Монголии [56, 75].

Хлоридно-сульфатная и сульфатно-хлоридная группа углекислых МВ. Среди редко встречающихся вод этой группы следует отметить МВ Франтишкови-Лазне в Чехословакии:

Ист. Глаубер IV $\text{CO}_2 1,2 \text{ M } 2,3 \frac{\text{SO}_4 63 \text{ Cl} 21 (\text{HCO}_3 16)}{\text{Na} 84 (\text{Ca} 8 \text{ Mg} 8)} t 13$.

Воды источника Глаубер содержат 76 мг/л кремнекислоты, около 100 — лития и 7 — железа.

Углекислые минеральные воды сложного анионного состава — гидрокарбонатно-сульфатно-хлоридные с разным соотношением анионов. К сульфатно-хлоридно-гидрокарбонатным натриевым относятся холодные углекислые МВ торейского типа, приуроченные к Торейскому артезианскому бассейну Восточного Забайкалья:

Ист. Зун-Торейский $\text{CO}_2 0,9 \text{ M } 5,6 \frac{\text{HCO}_3 44 \text{ Cl} 36 \text{ SO}_4 20}{\text{Na} 75 (\text{Mg} 16 \text{ Ca} 9)} t 2$.

Углекислые МВ торейского типа заключены в континентальных меловых отложениях артезианских мульд и, по А. П. Карасевой, формируются смешением соленоватых подземных вод континентального засоления с углекислыми водами, поступающими по разломам из пород кристаллического фундамента [135, 91]. Аналогичные МВ известны, по Н. А. Маринову и В. Н. Попову, в Монголии [129].

Сложный анионный состав имеют термальные воды Пятигорского ММВ. Наиболее минерализованы воды, вскрытые в отложениях волжско-валанджинского ярусов:

Пятигорск, скв. 33, $\text{CO}_2 1,0 \text{ H}_2\text{S } 0,005 \text{ M } 7,9 \frac{\text{Cl}40 \text{ HCO}_3 36 \text{ SO}_4 24}{\text{Na}50 \text{ Ca}32 \text{ (Mg}18)} t \ 60.$
1140 м

Минерализация МВ вышележающих отложений, по данным Н. С. Погорельского, постепенно уменьшается. Так, в отложениях свиты Горячего Ключа (палеоцен) были вскрыты МВ следующего состава:

Пятигорск, скважина, Р $\text{CO}_2 1,4 \text{ M } 5 \frac{\text{Cl}39 \text{ HCO}_3 38 \text{ SO}_4 23}{\text{Na}58 \text{ Ca}32 \text{ (Mg}8)} t \ 30.$

Из сопоставления двух формул видно, что состав МВ мало изменился, но минерализация воды верхних горизонтов уменьшилась, что, действительно, свидетельствует о возможности некоторого последовательного разбавления [166].

По данным В. Л. Августинского и других исследователей, наиболее высокое содержание свободного и растворенного углекислого газа наблюдается в нижних водоносных горизонтах района КМВ. Так, газовый фактор углекислых вод волжско-валанджинского ярусов составляет 7, апта — альба — 5, верхнего мела — 4—3, палеогена и травертинов — не более 1,5.

В. В. Иванов и Г. А. Невраев [83] выделили среди пятигорских нарзанов 3 типа: пятигорский I — углекислые горячие МВ сложного состава; пятигорский II — серные горячие, близкие по составу МВ, но с содержанием сероводорода; пятигорский III — теплосерные № 2, близкие по составу и минерализации углекислые радоновые теплые воды, температура 19,5° С, содержание радона 30 нкюри/л.

К сложным по составу относятся некоторые МВ Болгарии и курортного района Западной Чехии.

Сульфатные углекислые воды. К углекислым сульфатным магниевонатриевокальциевым водам принадлежат вскрытые скв. 66 Северо-Кавказского геологического управления на Ольховском участке в группе КМВ в отложениях волжского яруса, содержащих гипс.

Ольховское ММВ, скв. 66 $\text{CO}_2 0,5 \text{ M } 3 \frac{\text{SO}_4 92 \text{ (HCO}_3 6 \text{ Cl}2)}{\text{Ca}42 \text{ Na}38 \text{ Mg}20} t \ 11.$

Интервал опробования — 206—397 м в породах волжского яруса, представленных песчаниками, микроконгломератами и брекчией. В этих породах формируются слабоуглекислые и неуглекислые сульфатные, а также гидрокарбонатно-сульфатные воды разного катионного состава и с разным содержанием углекислого газа (до 2,5 г/л), до неуглекислых включительно. Формирование сульфатных вод данной группы связано с выщелачиванием гипсовых отложений волжского яруса и последующим преобразованием состава [166].

Гидрокарбонатно-хлоридные и хлоридно-гидрокарбонатные углекислые МВ. Для этой группы вод характерно присутствие хлоридных и гидрокарбонатных ионов в разных соотношениях при наличии (или отсутствии) сульфатных ионов, не превышающих 15—19% экв. Среди катионов резко преобладает ион Na^+ , в отдельных случаях наблюдается повышенное и высокое содержание иона Ca^{2+} , но обычный состав МВ этой группы трехкомпонентный.

МВ насыщены глубинным углекислым газом. Они распространены на Большом и Малом Кавказе, в Карпатах, на Камчатке, Сахалине и в Ферганском хребте Тянь-Шаня, а также среди углекислых источников Турции, Ирана, Японии, Польши, Чехословакии и др.

Воды связаны с осадочными толщами, а повышенное содержание в них хлоридов натрия А. М. Овчинников объясняет участием древних вод морского генезиса, претерпевших длинный путь преобразований. В самом деле, 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 наряду с преобладающим углекислым газом. Однако в отдельных случаях при значительной минерализации и преобладании хлоридов натрия и соответствующей гидрогеологической обстановке допустимо и выщелачивание галогенных толщ.

Воды этой группы представляют большой бальнеологический интерес. Приведем формулы Курлова наиболее популярных эссендукских МВ:

Эссендуки № 17 $\text{CO}_2 1,5 \text{ M } 13,7 \frac{\text{HCO}_3 58 \text{ Cl } 12}{\text{Na } 91 (\text{Mg } 5 \text{ Ca } 3)} \text{ pH } 7 \text{ t } 37.$

Эссендуки № 4 $\text{CO}_2 2,5 \text{ M } 3,6 \frac{\text{HCO}_3 60 \text{ Cl } 40}{\text{Na } 89 (\text{Ca } 6 \text{ Mg } 5)} \text{ pH } 6,7 \text{ t } 13.$

Вода Эссендуков является хлоридно-гидрокарбонатной натриевой, или по старой номенклатуре «соляно-щелочной». В ней содержится бор (HBO_3 20—50 мг/л) и присутствуют микрокомпоненты: бром, иод, стронций, барий, марганец, медь, цинк.

Проблема происхождения МВ эссендукского типа до сих пор не решена. По заключению Н. С. Погорельского, Эссендукское и Кисловодское ММВ с Подкумским, Березовским и Ольховским

участками представляют собой единую водоносную систему с углекислыми и неуглекислыми водами в отложениях волжского и валанжинского ярусов; гидравлически все они тесно связаны. Углекислые соляно-щелочные воды, развитые в отложениях верхнего мела и эоцена, следует рассматривать как вторичные, источником питания которых являются углекислые МВ отложений валанжинского и волжского ярусов. В отложения волжского яруса МВ поступает из кристаллического фундамента [166].

В связи с проблемой происхождения МВ Северного Кавказа представляет интерес работа С. И. Пахомова [158] о генезисе углекислых вод Приэльбрусья, которые циркулируют по трещинам глубинных разломов. Состав этих МВ разнообразен: в приповерхностных трещиноватых зонах гидрокарбонатный щелочно-земельный, а на глубине хлоридно-гидрокарбонатный и гидрокарбонатно-хлоридный натриевый. Так, например, в верховьях Кубани МВ имеют следующий состав:

Ист. № 50	$\text{CO}_2 1,4 \text{ М } 8,0 \frac{\text{HCO}_3 49 \text{ Cl } 49}{\text{Na } 83} \text{ т } 6.$
Ист. № 56	$\text{CO}_2 3,0 \text{ М } 11 \frac{\text{Cl } 59 \text{ HCO}_3 37}{\text{Na } 83} \text{ т } 5.$

С. И. Пахомов попытался по значению кальциево-стронциевого коэффициента установить относительную глубину формирования углекислых вод. По его данным, накопление стронция в углекислых водах Приэльбрусья происходит в результате выщелачивания различных, преимущественно магматических пород, а кальциево-стронциевый коэффициент может характеризовать глубину формирования углекислых вод. По значению этого коэффициента все углекислые воды делятся на две группы. Воды поверхностного происхождения с высоким значением Ca/Sr — более 200 и глубинные воды с низким значением Ca/Sr. Низкие значения кальциево-стронциевого коэффициента для ряда углекислых МВ района Приэльбрусья не подтверждают участия в образовании МВ солевого комплекса морской воды. Следовательно, возможно, часть углекислых МВ Приэльбрусья и, конечно, углекислый газ поднимаются с больших глубин.

Воды эссенгукского типа встречаются в Азербайджане (истисуйские), в Грузии (джавские), в Закарпатье (сойминские), в Киргизии (суекские, каракульджаские) на Камчатке (малкинские), а также в Афганистане, Японии [56], ЧССР, Польше, Венгрии, Румынии, ФРГ.

На территории Карпат МВ приурочены, по Г. А. Голевой, к слабо промытым флишевым отложениям. Таковы, например, сойминские:

Соймы	$\text{CO}_2 2,1 \text{ М } 6,9 \frac{\text{HCO}_3 56 \text{ Cl } 44}{\text{Na } 64 \text{ Ca } 34} \text{ т } 11.$
-------	---

Воды углекислые гидрокарбонатно-хлоридные натриевые с повышенным содержанием иода, нередко представляют собой растворы, отжатые из морских песчано-глинистых отложений. Углекислые воды с заметным преобладанием хлоридных над гидрокарбонатными образовались в значительной мере в результате выщелачивания соленосных отложений и последующего смешения с гидрокарбонатными натриевыми водами. Они выделяются в арзнинский тип.

Арзни, скв. 1/62 CO_2 1,2 М 11 $\frac{\text{Cl}68 \text{HCO}_3 24 (\text{SO}_4 8)}{\text{Na}75 (\text{Mg}18 \text{Ca}7)}$ рН 6,6 t 20.

Джавские, скв. 14а CO_2 2,7 М 7,6 $\frac{\text{Cl}50 \text{HCO}_3 50}{\text{Na}78}$ рН 6,8 t 11.

Мышьяковистые воды арзнинского типа описаны в гл. 8. Источники арзнинского типа известны в Румынии, Польше, Японии.

В глубоких частях Западно-Сибирского артезианского бассейна открыты углекислые воды шамского типа (см. табл. 17), близкие к арзнинскому [220].

Ветвь хлоридных и хлоридно-гидрокарбонатных вод завершается хлоридными натриевыми углекислыми водами, солеными и некрепкими рассолами выщелачивания соленосных отложений, холодными и теплыми. Они известны в Армении, Киргизии, Западной Украине:

Армения, р. Раздан, скв. $\text{CO}_2(?)$ М 93 $\frac{\text{Cl}89 (\text{HCO}_3 8 \text{SO}_4 3)}{\text{Na}92 (\text{Ca}5 \text{Mg}3)}$ t 21.
Ереванские МВ, по М. Г. Курлову

Фергана, ист. Архар-Шура, по Б. А. Бедеру
 $\text{CO}_2(?)$ М 6—15 $\frac{\text{Cl}92-94}{\text{Na}75-79 (\text{Ca}11-13 \text{Mg}10-12)}$ t 10—15.

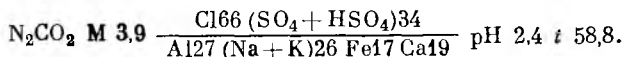
Закарпатье, ист. Соль, Солёный, по А. Е. Бабинцу, 1959 $\text{CO}_2(?)$ М 14 $\frac{\text{Cl}85}{\text{Na}89}$ Br Sr.

Ереванские воды с минерализацией 50—150 г/л вскрыты скважинами в межгорном артезианском бассейне в ущелье Раздан (Армения). Недалеко от них в той же долине находится хорошо известное месторождение углекислых гидрокарбонатно-хлоридных натриевых вод Арзни, близких к ереванским по составу и генезису, но с более высоким содержанием иона HCO_3 и поэтому выделенных в арзнинский тип. Источники Архар-Шура в Киргизии могут быть охарактеризованы, по К. Казиеву и Б. А. Бедеру, как солоноватые и соленые углекислые. Наряду с ними в данном районе отмечены воды типа арзнинских и хлоридные кальциевонатриевые, близкие к водам Калачевских источников на Камчатке. В Закарпатье помимо вод источников Соль известны соленые углекислые воды у с. Кострино. Минерализация вод до 49 г/л. Характерно присутствие иода, брома, стронция [9].

К настоящему времени выделено 25—30 типов углекислых МВ. Нами охарактеризованы здесь главнейшие. К группе углекислых вод относятся и сероводородноуглекислые фумарольные (типы головнинский, менделеевский, эбекский) и азотноуглекислые термы (типы тимоновский, алапельский, паужетский) областей современного вулканизма (см. табл. 18).

В фумарольных термах содержание сероводорода обычно меньше, чем углекислого газа, хотя в отдельных случаях может достигать 300 мг/л (Сернозаводские источники). Реакция вод сильно кислая ($\text{pH} = 3,0$). По минерализации воды солончатые. При сравнительно однородном анионном составе большим разнообразием характеризуется катионный состав. Обычно преобладают ионы железа, алюминия, водорода; невелико содержание натрия и калия. К рассматриваемой группе сероводородноуглекислых терм относятся источники Кошелевские, Верхнесемячинские и другие на Камчатке и Сернозаводские, Менделеевские, Головинские и другие на Курильских островах. На о. Кунашир, на Курильских островах, фумарольные термы используются с лечебными целями:

Ист. Кислый Ключ,
бальнеолечебница



В воде присутствуют $\text{Fe} = 0,157$ и $\text{H}_2\text{SiO}_3 = 0,426$ г/л [96].

Азотноуглекислые термы также характерны для областей современного вулканизма. Для большинства МВ этой группы характерен хлоридный натриевый состав, общая минерализация до 5 г/л, высокое содержание кремнекислоты, часто бора, высокая температура (протогипертермы и мезогипертермы). По дебиту источники большие — 6-го класса (см. табл. 9). Характерные представители — Гейзерные, Паужетские на Камчатке и Горячий Пляж на о. Кунашир. На базе Паужетского месторождения гипертерм функционирует геотермальная электростанция — первая в СССР [82, 157]. Изучение гидротерм островов Итуруп и Кунашир, показало, что месторождения горячих вод на них могут найти многообразное применение в бальнеологии, для теплоснабжения и выработки электроэнергии [78, 124].

Как видно из сказанного, углекислые воды приурочены к различным областям первой провинции, а в отдельных точках встречаются и за ее пределами.

Вопросами генезиса углекислого газа МВ занимались многие исследователи [45, 78, 99, 144]. Природа углекислого газа сложна. Многолетние исследования Г. И. Буачидзе показали, что по изотопному составу углерод углекислого газа МВ Закавказья закономерно утяжеляется с увеличением возраста складчатости. По данным этих же исследований в области раннеальпийской складчатости полностью доминирует метаморфический углекислый газ, так как разломы, могущие подавать глубинные флюиды, имеют

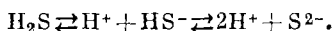
затухающий характер. С уменьшением возраста складчатости возрастает доля мантийной составляющей [78]. Это заключение подтверждается данными исследований изотопов гелия и другими для некоторых терм Камчатско-Курильской подпровинции [13, 211] и других мобильных районов земного шара. По данным палинологических исследований воды района КМВ в основном инфильтрационного происхождения [78]. Однако хлоридные натриевые воды этого района рассматриваются как седиментационные — продукт отжатия метаморфизованной морской воды из глинистых пород в пористые коллекторы [78]. Вопрос этот подлежит дальнейшему изучению.

Глава 7

СУЛЬФИДНЫЕ (СЕРОВОДОРОДНЫЕ) ВОДЫ

В рассматриваемой группе фармакологическими компонентами, определяющими лечебное действие воды, являются H_2S и HS^- , содержание которых в сумме (общего сероводорода — $\sum H_2S$) должно быть не менее 10 мг/л. Сульфидные — одна из важнейших в лечебном отношении групп МВ.

В природных водах наблюдаются различные соотношения между H_2S и HS^- , определяемые в значительной мере величиной рН:



В кислой среде присутствует преимущественно H_2S , в 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 . Двуокись серы является источником образования сульфатных ионов в атмосфере. В зависимости от степени диссоциации сероводорода различают разновидности вод: 1) собственно сероводородные, содержащие недиссоциированный сероводород; 2) гидросульфидные, или гидросернистые, содержащие преимущественно HS^- ; 3) гидросульфидно-сероводородные.

Сульфидные МВ распространены в основном в артезианских структурах (в третьей провинции минеральных вод) и характеризуются большим разнообразием химического состава, минерализации и концентрации общего сероводорода [77, 83]. К ним принадлежат следующие основные типы минеральных вод: гидрокарбонатные — мшанецкий, псекупский и др., сульфатные — кемерский, сергиевский, ключевской и др., хлоридные — мацестинский, иркутский, осинский и др. (см. табл. 16). Эти типы вод формируются обычно в бассейнах, содержащих пласты гипса и ангидрита и вместе с тем обогащенных органикой (битумы, нефть и др.). В этих бассейнах возникают благоприятные условия

для биогенного и абиогенного восстановления сульфатов и накопления в водах сероводорода и гидросульфидов. При этом воды кемериского типа генетически связаны с поверхностными торфяными образованиями, а остальные типы сульфидных вод в артезианских бассейнах — с нефтеносными, битуминозными, часто довольно глубоко залегающими породами, ассоциирующими с гипсово-ангидритовыми толщами.

В Европейской области сульфидные воды довольно многочисленны в пределах Северо-Двинского, Прибалтийского, Волго-Камского, Московского, Львовско-Предкарпатского, Приазовского, Терско-Кумского бассейнов, в Ангаро-Ленском, а также Сочинском, Ферганском и других предгорных и межгорных бассейнах складчатых областей [77, 134]. Сульфидные воды широко используются для лечебных целей. Ниже приведены некоторые данные о составе основных типов этих вод в различных регионах.

Кемериский тип

Кемери, курорт, скв.,
12 м, D₃ N₂ Σ H₂S 0,06 М 1,5 $\frac{SO_4 69 HCO_3 31}{Ca 89 Mg 11} t 10.$

Хилово, курорт, скв.,
11 м, D₃ N₂ Σ H₂S 0,002 М 2,1 $\frac{SO_4 69 HCO_3 21}{Ca 81 Mg 10} t 6,9.$

Сергиевский тип

Сергиевский ист., курорт, P₂kz N₂ Σ H₂S 0,085 М 2,6 $\frac{SO_4 76 HCO_3 20}{Ca 77 Mg 21} t 8.$

Ключевской тип

Ключи, курорт, скв.,
250 м, P₂ N₂ Σ H₂S 0,2 М 4,7 $\frac{SO_4 50 Cl 39}{Na 47 Mg 30 Ca 23} t 6.$

Соколиногорский тип

Чапаевск, курорт,
скв., 23 м, C₂ N₂ Σ H₂S 0,04 М 18 $\frac{Cl 90 SO_4 9}{Na 70 Ca 18} t 11.$

Усть-Качкинский тип

Усть-Качка, курорт,
скв., 540 м, P₁ N₂, CH₄ Σ H₂S 0,32 М 84 $\frac{Cl 90 SO_4 9}{Na 89 Ca 6} t 6,5.$

Иркутский тип

Иркутск, санаторий,
скв., 700—950 м, C₁ N₂ Σ H₂S 0,02 М 62 $\frac{Cl 91 CO_3 9}{Na 90 Ca 7} t 16.$

Осинский тип

Тыреть, скв., 970—
1805 м, C₁ CH₄, CO₂ Σ H₂S 1,73 М 535 $\frac{Cl 99}{Ca 81 Mg 13} t 18,8.$

Мацестинский тип

Старая Мацеста, курорт, скв. III, 34—50 м. К₂

$$\text{H}_2\text{S}, \text{CH}_4, \text{N}_2, \text{CO}_2 \Sigma \text{H}_2\text{SO}, 2,3 \text{ М } 11. \frac{\text{Cl}195 \text{HCO}_33}{\text{Na}80 \text{Ca}12} \text{ т } 25.$$

Новая Мацеста, курорт, скв. 1-Т, 1416—1507 м, К₁—J₃

$$\text{H}_2\text{S}, \text{CH}_4, \text{N}_2, \text{CO}_2 \Sigma \text{H}_2\text{SO}, 4,2 \text{ М } 26 \frac{\text{Cl}197 \text{HCO}_32}{\text{Na}79 \text{Ca}14} \text{ т } 36.$$

Кудепста, скв. 4-РЭ, 960—2663 м, J₃

$$\text{H}_2\text{S}, \text{CH}_4, \text{N}_2, \text{CO}_2 \Sigma \text{H}_2\text{SO}, 4 \text{ М } 18 \frac{\text{Cl}196 \text{HCO}_31}{\text{Na}77 \text{Ca}14} \text{ т } 48.$$

Мамайка, скв. 4-РЭ, 2200—3000 м, К₁—J₃

$$\text{H}_2\text{S}, \text{CH}_4, \text{N}_2, \text{CO}_2 \Sigma \text{H}_2\text{SO}, 4,2 \text{ М } 41 \frac{\text{Cl}195 \text{SO}_33}{\text{Na}79 \text{Ca}16} \text{ т } 67.$$

Чимион, бальнеолечебница, скв., 271—289 м, P₂

$$\text{CH}_4 \Sigma \text{H}_2\text{SO}, 2,6 \text{ М } 5,7 \frac{\text{Cl}182 \text{HCO}_311}{\text{Na}65 \text{Mg}22} \text{ т } 25.$$

Талги, курорт, скв. 2, 220—250 м, К₂—P

$$\text{H}_2\text{S}, \text{CH}_4, \text{N}_2, \text{CO}_2 \Sigma \text{H}_2\text{SO}, 3,4 \text{ М } 7,1 \frac{\text{Cl}176 \text{SO}_412}{\text{Na}71 \text{Ca}21} \text{ т } 36.$$

Довольно высокими (до 0,3—0,4 г/кг) концентрациями сероводорода обладают также сероводородноуглекислые фумарольные термы областей современного вулканизма [13, 82]. Кроме того, повышенные содержания гидросульфидов (до 5—10 мг/л) наблюдаются в некоторых типах азотных кремнистых вод (алдинский, арчманский и др.).

Сероводородные воды курорта Кемери под Ригой образуются за счет болотных вод и гипсоносных пород. На некоторых участках этого месторождения происходит инфильтрация болотных вод в гипсоносную толщу верхнего девона, на других участках, наоборот, гипсоносные воды разгружаются в болотные образования.

$$\text{Кемери} \quad \text{H}_2\text{S} 0,02 \text{ М } 2,4 \frac{\text{SO}_478 \text{HCO}_321}{\text{Ca}91 (\text{Mg}8)} \text{ рН } 7,1 \text{ т } 7,0.$$

В несколько иной обстановке образуются сульфидные, сульфатные сергиевские МВ (Куйбышевская область). Водоносный горизонт приурочен к сводовой части антиклинали, сложенной гипсоносными доломитами и известняками, прикрытыми сверху водоупорными породами, вследствие чего здесь создается анаэробная среда. Состав сероводородной воды следующей:

$$\text{Сергиевские МВ} \quad \text{H}_2\text{S} 0,085 \text{ М } 2,7 \frac{\text{SO}_476 \text{HCO}_321 (\text{Cl}13)}{\text{Ca}77 \text{Mg}21 (\text{Na}2)} \text{ т } 8.$$

Влияние доломитов сказывается в повышенном содержании ионов магния.

Р. Г. Панкина и В. Л. Мехтиева [150] исследовали изотопный состав сульфатов и сероводорода, растворенных в водах Сергиевских источников, а также Серного озера, питаемого этими источниками. По изотопному составу серы сульфаты источников близки между собой, $\delta^{34}\text{S}$ колеблется незначительно: от +12,4 до 13,8%. Сопоставление $\delta^{34}\text{S}$ сульфатов источников с $\delta^{34}\text{S}$ эвапоритов пермского возраста на этой территории (от +8,2 до +10%) показывает, что воды несколько обогащены $\delta^{34}\text{S}$ по сравнению с эвапоритами. Утяжеление сульфата вод на 4,2—2,8%, возможно, является результатом относительно глубоко зашедшего процесса бактериальной сульфат-редукции, сопряженной с преимущественной концентрацией изотопа ^{32}S в H_2S и изотопа ^{34}S в SO_4 . Значения $\delta^{34}\text{S}$ для сероводорода источников колеблются от —22,8 до —25,2% [150].

Курорт Сочи — Мацеста базируется на сульфидных водах, Мацестинское месторождение сульфидных (сероводородных) слабосоленых хлоридных натриевых вод с повышенным содержанием кальция приурочено к водоносному комплексу карбонатных пород верхней юры и мела Сочинского артезианского бассейна. Подстилающая порфиритовая юрская и перекрывающая кайнозойская толщи являются относительными водоупорами. Сочинский артезианский бассейн относится к латеральным; одно его крыло здесь высоко приподнято по склону Большого Кавказа, другое опущено под уровень Черного моря.

О генезисе мацестинских вод высказывались различные гипотезы [113, 144]. Детальные комплексные гидрогеологические и гидрохимические исследования, сопровождавшиеся изучением изотопного состава кислорода и водорода [85, 151] самих молекул мацестинской воды и изотопного состава серы сероводорода [86], позволили сделать вывод о том, что в глубокой части бассейна в юрских отложениях залегают древние погребенные преобразованные морские сероводородные воды, а на приподнятом крыле бассейна — пресные инфильтрационные и инфлюационные. Воды солоноватые и слабосоленые меловых отложений в глубоких частях бассейна — смешанные по генезису, поскольку по изотопному составу и минерализации занимают промежуточное положение между водами области питания и древними морскими водами юрских отложений.

Инфильтрационное вадозное происхождение МВ Сочинского артезианского бассейна подтверждается и предварительными данными палинологического изучения [78].

Глава 8

ЖЕЛЕЗИСТЫЕ, МЫШЬЯКОВИСТЫЕ (И МЫШЬЯКОВЫЕ) ВОДЫ И С ВЫСОКИМ СОДЕРЖАНИЕМ АЛЮМИНИЯ, МЕДИ, ЦИНКА И ДРУГИХ МЕТАЛЛОВ

Для отнесения вод к группе железистых принято содержание железа 20 мг/л и более.

Среди азотных провинциальных железистых вод выделяют две группы: а) слабоминерализованные различного ионного состава с относительно невысоким содержанием железа (полюстровский, марциальный типы), формирующиеся в четвертичных отложениях и коре выветривания горных пород; б) кислые высокожелезистые сульфатные воды, формирующиеся в зонах окисления сульфидных руд — воды рудничного типа (гайский, уланбулакский типы и др.).

Воды первой группы эксплуатируются в Ленинграде и в Карелии:

Ленинград, Полюстрово, завод розлива, скв., 10 м, Q М 0,3 $\frac{\text{HCO}_3 46 \text{ Cl} 34 \text{ SO}_4 20}{\text{Ca} 38 \text{ Fe} 34 \text{ Mg} 15}$ Fe 0,033.

Карелия, Марциальные Воды, курорт, скв., 3,7 м, Q М 0,4 $\frac{\text{SO}_4 58 \text{ HCO}_3 40}{\text{Ca} 35 \text{ Mg} 35 \text{ Fe} 24}$ Fe 0,036 ± 5.

В Полюстрово МВ поступают из межморенного песчано-галечного горизонта с глубины 10—45 м. Дебит скважин 16,6 л/сек (самоизлив). На Марциальных Водах водоносный горизонт залегает в нижней части разреза четвертичных отложений и в подстилающих пиритизированных сланцах протерозоя. Обогащение этих вод железом происходит в результате окисления железосодержащих минералов.

Кислые высокожелезистые сульфатные воды приурочены к зонам окисления различных сульфидных месторождений и рудопроявлений. Минерализация этих вод колеблется от 1—3 до 50—80 г/л; в них в высоких концентрациях содержатся обычно и другие металлы (Al, Cu и др.). Для лечения эти воды применяются еще ограниченно.

Гай, курорт, скв., 47 м, J₂ М 4,2 $\frac{\text{SO}_4 80 \text{ Cl} 19}{\text{Na} 54 \text{ Al} 17 \text{ Fe} 14}$ Fe 0,155 Al 0,055.

Дегтярское месторождение, карьер, S₂ М 5,2 $\frac{\text{SO}_4 99}{\text{Al} 30 \text{ Mg} 21 \text{ Fe} 19}$ Fe 3,77, Zn 3,18, Cu 2,53, Al 1,94.

Краснодарский край, станция Отрадное, купоросный ист. М 5,5 $\frac{\text{SO}_4 95 \text{ Cl} 4}{\text{Fe} 33 \text{ Ca} 28 \text{ Mg} 24}$ Fe 0,46.

Железистые углекислые гидрокарбонатные воды с минерализацией 1—10 г/л распространены в Кавказской складчатой области. Обычно они приурочены к метаморфическим породам палеозойского возраста. Типичным представителем их является источник Баксан-Баши, расположенный у подножия Эльбруса. Здесь железистые углекислые воды вскрыты также рядом скважин.

Баксан-Баши, скв. 2, 61—63 м, PZ	CO ₂ 1,9 М 2,3	$\frac{\text{HCO}_3 74 \text{ Cl} 22}{\text{Na} 49 \text{ Ca} 29 \text{ Mg} 22}$	Fe 0,027 t 12.
Пхия, источник, PZ	CO ₂ 1,8 М 5,7	$\frac{\text{HCO}_3 78 \text{ Cl} 21}{\text{Na} 57 \text{ Ca} 32}$	Fe 0,069 t 11.
Кировоказан, санаторий, скв., 145—145 м, Q	CO ₂ 1,8 М 11	$\frac{\text{HCO}_3 53 \text{ SO}_4 31}{\text{Na} 69 \text{ Mg} 29}$	Fe 0,022 t 18.

Известны железистые углекислые воды в Карпатах. Наиболее крупное их месторождение установлено у с. Калечин, где утверждены их запасы по категории В 207 м³/сутки (самоизлив):

С. Калечин, скв., 100 м, P	CO ₂ 2,6 М 2,1	$\frac{\text{HCO}_3 99}{\text{Ca} 60 \text{ Mg} 28}$	Fe 0,035 t 9,5.
-------------------------------	---------------------------	--	-----------------

В Забайкалье встречаются железистые дарасуны. Высокие содержания железа и других металлов характерны также для сероводородноуглекислых fumarольных терм областей современного вулканизма (головинский, менделеевский, эбекский типы).

Для отнесения вод к минеральным мышьяковым или мышьяковистым принято содержание 0,7 мг/л. В зависимости от форм нахождения мышьяка в растворе мышьяксодержащие воды делят на два основных типа: мышьяковые, содержащие мышьяк в форме мышьяковой кислоты (H₃AsO₄) и ее ионов (HAsO₄²⁻ и H₂AsO₄⁻), и мышьяковистые, которые содержат мышьяк в форме мышьяковистой кислоты (H₃AsO₃) и ее ионов (HAsO₃²⁻ и H₂AsO₃⁻). Предполагается, что мышьяковые воды связаны главным образом с зоной окисления рудных сульфидных месторождений, где имеются значительные скопления мышьяковых минералов, таких как арсенопирит FeAsS. Формирование же мышьяковистых вод, являющихся большей частью углекислыми, происходит в более глубоких горизонтах земной коры в условиях восстановительной среды [1, 32].

На территории СССР имеется довольно много месторождений мышьяксодержащих МВ: на Кавказе, в Закарпатье, на Дальнем Востоке и Урале. Наиболее распространены две бальнеологические группы: углекислые мышьяковистые и кислые мышьяковые воды рудничного типа. Из 18 месторождений углекислых мышьяковистых вод разведаны Дарьдагское и Чвижицкское на Кавказе, Синегорское на Сахалине, Налачевское на Камчатке и Горно-Тиссенское в Закарпатье. Углекислые мышьяковистые воды в основном размещаются в альпийской (Закарпатье, Кавказ) и тихоокеанской (Сахалин, Камчатка) геосинклинальных областях, с которыми пространственно совпадает провинция углекислых МВ.

Отличительной особенностью группы мышьяковистых углекислых вод является их высокая газонасыщенность (3,5—9,0 г/л). Преобладает углекислый газ (95—100%), остальная часть приходится на долю азота и редких газов. В анионном составе преобладают гидрокарбонатные и хлоридные ионы, но часто встречаются воды промежуточного состава — хлоридно-гидрокарбонатные и гидрокарбонатно-хлоридные, изредка сульфатно-гидрокарбонатные. В катионном составе резко доминируют ионы натрия.

Дарыдаг, скв., 187 м,
K₂

$$\text{CO}_2 \text{ 0,78 М 22 } \frac{\text{Cl}63 \text{ HCO}_3\text{30}}{\text{Na}92 \text{ Ca}5} \text{ As}0,018 \text{ HNO}_2 \text{ t 40.}$$

Синегорск, санаторий,
скв., 93 м, N₁

$$\text{CO}_2 \text{ 3,0 М 25 } \frac{\text{Cl}55 \text{ HCO}_3\text{44}}{\text{Na}88 \text{ Mg}6} \text{ As}0,06 \text{ Br}0,03 \text{ HNO}_2 \text{ t 10.}$$

Горная Тисса, скв. 1-Р

$$\text{CO}_2 \text{ 2,0 М 2,7 } \frac{\text{HCO}_3\text{52 Cl}46}{\text{Na}55 \text{ Ca}30 \text{ Mg}10} \text{ H}_2 \text{ AsO}_3 \text{ 0,006 Fe 0,028.}$$

Квасы Раховские,
бальнеолечебница, скв.,
24—37 м, K₂

$$\text{CO}_2 \text{ 2,1 М 4 } \frac{\text{Cl}50 \text{ HCO}_3\text{50}}{\text{Na}64 \text{ Ca}21} \text{ As 0,005 t 10,6.}$$

Налачевские ист., N₁

$$\text{CO}_2 \text{ 0,46 М 4,4 } \frac{\text{Cl}72 \text{ SO}_4\text{15}}{\text{Na}75 \text{ Ca}21} \text{ As 0,0078 H}_2 \text{ SiO}_3 \text{ 0,19 t 74,8.}$$

Чвижишсинское ме-
сторождение, скв. 4

$$\text{CO}_2 \text{ 2,5 М 3 } \frac{\text{HCO}_3\text{92 Cl}6}{\text{Ca}62 \text{ Na}27} \text{ H}_2 \text{ AsO}_3 \text{ 0,0076 HNO}_2 \text{ 0,03 Fe 0,022.}$$

Большинство углекислых мышьяковистых вод по концентрации мышьяка относятся к слабым, значительно реже — к крепким и исключительно редко — к очень крепким растворам. Максимальное содержание мышьяка установлено в синегорских водах (60—70 мг/л), однако дебит скважин совершенно незначительный — 0,26 л/сек. Дарыдагские воды содержат 20 мг/л мышьяка, а дебит скважин достигает 53 л/сек.

В углекислых водах в парагенетической связи с мышьяком всегда находится бор. Содержание его в подавляющем большинстве случаев более 50 мг/л. Особенно много бора в водах гидрокарбонатно-хлоридных натриевых, в которых концентрация его достигает 2 г/л (Синегорск). Наблюдается соответствие между минерализацией и содержанием бора и мышьяка. Многие углекислые мышьяковистые воды обогащены кремнекислотой и по принятой классификации одновременно относятся к кремнистым термам. Некоторые мышьяковистые воды (Грушевая Поляна, Горная Тисса и Говерла) являются также железистыми.

Очень крепкие мышьяковистые воды Дарыдага, Синегорска, Горной Тиссы, формирующиеся в терригенных песчано-глинисто-мергелистых толщах, являются также подо-бромными. Содержание брома в них составляет 20—60, иода 5—17 мг/л. Приведем краткие сведения о наиболее изученных месторождениях углекислых мышьяковистых вод [139].

Дарыдагское месторождение углекислых мышьяковистых вод находится в Нахичеванской АССР, в 9 км к северо-востоку от г. Джульфы. Данные разведки свидетельствуют о приуроченности этого месторождения к юго-западному крылу Дарыдагской антиклинали. Минеральная вода разгружается в раздробленных известняках нарушенной сводовой части антиклинали. В зоне дробления наблюдается реалгар-аурипигментная минерализация. Дарыдагские МВ — углекислые, гидрокарбонатно-хлоридные натриевые высокоминерализованные (17—21 г/л), горячие (42—54° С) или теплые (23—30° С). Содержание в водах H_3AsO_3 28—48, HVO_2 до 919, Fe^{2+} около 20, В около 20 мг/л. Выходы МВ сопровождаются интенсивным травертинообразованием. Разведанные эксплуатационные запасы МВ Дарыдагского месторождения, утвержденные ГКЗ по категории В, составляют 4,5 тыс. м³/сутки.

Синегорское месторождение расположено на Сахалине, в 22 км к северо-западу от г. Южно-Сахалинска. Минеральные воды связаны с тектонической зоной дробления в песчано-конгломератовой свите. К этой зоне приурочены проявления реалгар-аурипигментной минерализации. Дебиты скважин на месторождении не превышают 0,03—0,04 л/сек. Синегорские углекислые МВ являются гидрокарбонатно-хлоридными натриевыми с минерализацией до 25 г/л, очень крепкими мышьяковистыми, с содержанием мышьяка 21—68 мг/л, борными (1,7—2,1 г/л HVO_2), с наличием брома (18—20 мг/л) и иода (14—15 мг/л). Содержание углекислого газа по мере удаления от очага разгрузки уменьшается от 1,3 до 0,2 г/л. Эксплуатационные ресурсы вод для лечебного питья 2,6, для ванн 20 м³/сутки.

Месторождение углекислых мышьяковистых вод Горная Тисса находится в Закарпатской области, в 10 км к северу от г. Рахова. В геолого-структурном отношении месторождение приурочено к юго-восточной части северного крыла внутренней антиклинальной зоны Карпат, сложенной меловым и палеогеновым флишем. На участке месторождения надвиги и разломы образуют мощную зону тектонического дробления пород, в которой сосредоточена разгрузка МВ.

Здесь выделяются два типа МВ: 1) углекислые (1,5—2,9 г/л), очень крепкие мышьяковистые (As 15—40 мг/л), железистые (40—60 мг/л), хлоридные (Cl 76—79% экв.), иногда гидрокарбонатно-хлоридные (HCO_3 20—21% экв.), натриевые (92—95% экв.), высокоминерализованные (26—34 г/л), содержат в большом количестве бор, бром; 2) углекислые (1,2—1,8 г/л), мышьяковистые (до 5 мг/л), гидрокарбонатно-хлоридные (Cl 55—58, HCO_3

42—45% экв.), натриевые и кальциевонатриевые, малой и средней минерализации (2—15 г/л). Воды обоих типов холодные (8—12° С). Ресурсы вод первого типа ничтожны. По-видимому, они имеют глубинное питание. Воды второго типа образовались путем смешения высокоминерализованных глубинных вод с верхними пресными. Они представляют наибольший интерес для бальнеологического использования. Эксплуатационные запасы этих вод по категории В + С₁ 400 м³/сутки.

Налачевское месторождение находится на Камчатке, в 55 км к северу от г. Петропавловска-Камчатского. В геологическом строении месторождения главную роль играют вулканогенные породы. Налачевские термальные воды приурочены к андезитам миоцен-плиоцена и вскрываются скважинами на глубине 20—115 м. Состав их хлоридный натриевый, с минерализацией 4,0—4,5 г/л, температура 58—75° С. Хлоридные натриевые термы являются одновременно углекислыми (0,4—0,5 г/л), мышьяковистыми (2—10 мг/л), борными и кремнистыми. Установившийся дебит 3 скважин налачевских МВ 3 млн. л/сутки.

Чвижипсинское месторождение мышьяковистых углекислых вод находится в Краснодарском крае, в 39 км от г. Адлера. В пределах площади этого месторождения развиты меловые отложения. Минеральные воды здесь вскрыты в раздробленных известняках и на контакте песчаников и глинистых сланцев на глубине от 30 до 100 м. По химическому составу чвижипсинские воды являются углекислыми (СО₂ 2,0—2,5 г/л), мышьяковистыми (As 4—6 мг/л), гидрокарбонатными, натриевокальциевыми, слабоминерализованными (1,0—2,5 г/л), холодными (13—16° С). Дебит скважин с МВ 0,3—2,4 л/сек.

Кислые мышьяковые воды рудничного типа генетически связаны с зоной окисления рудных месторождений, что определяет их низкую температуру (2—19° С), кислородноазотный газовый состав с незначительной примесью углекислого газа химического происхождения.

По ионному составу рудничные (рудные) воды делятся на 2 четко различные подгруппы [139]: 1) чисто сульфатные (SO₄ 90—100% экв.), высокоминерализованные, железисто-алюминиевые; 2) сложного ионного состава, слабой и средней минерализации.

Воды 1-й подгруппы по составу «купоросные», весьма кислые (рН = 0,5 ÷ 2,6), а по содержанию мышьяка — очень крепкие, с минерализацией до десятков и даже сотен миллиграммов на 1 л. Кроме мышьяка в них присутствуют значительные концентрации железа (от десятков до сотен миллиграммов на 1 л), алюминия, марганца, меди и других металлов в зависимости от состава выщелачиваемых руд. К 1-й подгруппе принадлежат воды Зубийских источников, а также железистые воды Блявинского и Гайского месторождений с повышенной концентрацией мышьяка.

Воды 2-й подгруппы характеризуются малой или средней минерализацией, слабой или чаще нейтральной реакцией, содержание мышьяка не превышает 1—2 мг/л. К этой подгруппе относятся воды Зубийских, Восточно-Коунрадских источников, а также Гайского месторождения, где они составляют основную гидроминеральную базу курорта. Большой известностью пользуются Зубийские источники, расположенные в зоне сочленения Большого Кавказа и Грузинской глыбы (близ Цагери):

Ист. Зуби М 4 $\frac{\text{SO}_4^{97} (\text{Cl}_3)}{\text{Mg}_{33} \text{Fe}_{29} \text{Ca}_{26} (\text{Al}_7 \text{H}_5)}$ As 0,024 рН 2,6.

Суммарный дебит источников — около 15 м³/сутки. Источники выходят у подножия склона из мощных делювиальных отложений, сложенных продуктами выветривания пород байосской порфириновой свиты, содержащей рассеянную сульфидную минерализацию [235].

В заключение несколько слов о генезисе мышьяксодержащих вод. В подземных водах среднее фоновое содержание мышьяка не превышает 0,1 мг/л. Максимальное содержание мышьяка в углекислых МВ достигает 60—70, а в кислых купоросных водах превышает 200 мг/л. Согласно В. В. Аверьеву [1], процесс поступления мышьяка в подземные воды может быть двояким: с одной стороны, это выщелачивание рудных мышьяковистых масс, а также мышьяка, находящегося в породах в рассеянном состоянии, с другой — поглощение подземными водами эндогенных (магматических или термометаморфических) эманаций.

В данное время дискуссионным остается вопрос о магматическом происхождении мышьяка. Как считает В. В. Аверьев, обогащение углекислых вод мышьяком связано с «поглощением артезианской водой на глубине эндогенных мышьяксодержащих эманаций и растворов» [1]. По его мнению, в месте выхода ряда углекислых мышьяковистых вод (например джувльфинских, синегорских) происходит в настоящее время формирование гидротермальной реальгар-аурипигментной минерализации.

Однако, как пишет А. П. Карасева [92], современная рудообразующая деятельность на Синегорском месторождении если и имеет место, то в очень небольшом масштабе, при разбавлении глубинных вод пресными. Для ощутимых масштабов осаждения мышьяка необходимы наличие в воде сероводорода и также сильнокислая реакция. В синегорской и дарыдагской водах сероводород отсутствует, а среда их слабокислая. Скопления реальгара и аурипигмента можно рассматривать, по мнению А. П. Карасевой, скорее как результат гидротермальной деятельности предыдущих геологических эпох.

В ряде работ [81, 144 и др.] вообще полностью отрицается роль ювелирного фактора в обогащении вод такими микрокомпонентами, как цезий, рубидий, литий и др. Наличие этих компонен-

тов в водах объясняют процессами выщелачивания при стечении благоприятствующих обстоятельств: обогащенностью выщелачиваемых пород редкими компонентами, хлоридным составом вод и высокой их температурой. Что касается магматических очагов, то значение их ограничивается активизацией гидрохимических процессов, т. е. более интенсивным выщелачивающим действием горячих вод на окружающие породы.

В этой связи представляют исключительный интерес результаты регионального изучения мышьяксодержащих углекислых вод Кавказа, проведенного С. Р. Крайновым и его соавторами [140]. Было установлено, что Кавказ является крупнейшей провинцией распространения вод такого состава. Максимальные содержания в них мышьяка значительно выше, чем в углекислых водах других районов, в том числе и районов современного магматизма. Так, в углекислых хлоридных натриевых источниках Азатаван (Малый Кавказ) содержание мышьяка колеблется от 40 до 120 мг/л.

Мышьяксодержащие углекислые воды приурочены к молодым структурам Кавказа. Они выделяются значительной хлоридностью и высокими отношениями As/Cl (0,002—0,2) и As/B (0,1—0,7). Процесс обогащения углекислых вод мышьяком является наложенным на хлоридные воды и вторичным по отношению к ним. Для концентрирования мышьяка более благоприятны натриевые среды, потому что растворимость гидроарсенатов натрия в воде чрезвычайно велика, а растворимость арсенатов кальция ничтожна.

В то же время отмечается отсутствие повсеместной корреляции между мышьяком и хлором. Существуют локальные геолого-геохимические условия, определяющие формирование углекислых вод с повышенным содержанием мышьяка среди полос хлоридных вод. С. Р. Крайнов и его соавторы отрицают обязательную связь мышьяксодержащих вод с мышьяковистым оруденением. Они присоединяются к концепции В. В. Аверьева в том смысле, что видят «одну из главнейших причин обогащения углекислых вод мышьяком в локальных термометаморфических процессах, приводящих к отгонке мышьяка из пород и его концентрированию в углекислых водах» [140, с. 225]. Как известно, при высоких температурах хлориды способствуют отгонке мышьяка из пород.

В конечном счете С. Р. Крайнов и его соавторы приходят к заключению, что для формирования углекислых мышьяксодержащих вод необходимы наличие обогащенных мышьяком осадочных и осадочно-вулканических пород, присутствие в структурах хлоридных вод, геотермическая напряженность в этих структурах. Кроме того, они признают, что на формирование мышьяксодержащих вод оказывает определенное влияние магматизм, так как в ряде случаев углекислые воды с высоким содержанием мышьяка (1 мг/л) тяготеют к районам проявления позднечетвертичного магматизма.

Глава 9

БРОМИСТЫЕ, ИОДИСТЫЕ И ИОДИСТО-БРОМИСТЫЕ ВОДЫ

Бромистые, иодистые и иодисто-бромистые воды применяются в лечебных целях как для паружного, так и для внутреннего употребления. Лечебными питьевыми водами могут быть только те, которые по своей минерализации и составу пригодны для приема внутрь или в случае разбавления их пресными водами (до минерализации 10—15 г/л и менее) сохраняют кондиционное содержание брома (25 мг/л) и иода (5 мг/л). Эта группа весьма широко распространена в пределах третьей провинции и представлена хлоридными натриевыми, кальциево-натриевыми и натриевокальциевыми солеными и главным образом рассольными метановыми (реже азотными) водами седиментационного и смешанного происхождения (евпаторийский, нальчикский, чартакский, челекенский, парфеновский, тутончанский, лугельский и другие типы). Бромистые, иодистые и иодисто-бромистые воды нашли широкое применение в бальнеологии. На базе их работают курорты, санатории и заводы розлива.

В Европейской и Восточно-Сибирской областях развиты в основном бромистые хлоридные рассолы; в Западно-Сибирской, Азово-Черноморской, Арало-Каспийской областях наряду с бромистыми хлоридными рассолами широко распространены также иодистые и иодисто-бромистые соленые воды и рассолы. Многие сероводородные воды артезианских бассейнов (мацестинский, усть-качкинский, ишимбаевский, шиховский и другие типы) являются также бромистыми или иодисто-бромистыми. Примеры важнейших месторождений бромистых и иодисто-бромистых соленых и рассольных вод:

Западно - Сибирская обл., Ярская скв., 1130 м, К₁, бальнеолечебница

$$M\ 12\ \frac{Cl_{198}\ HCO_3^2}{Na_{90}\ Ca_7}\ Br_{0,035}\ I\ 0,005\ t\ 39.$$

Западно - Сибирская обл., Тавдинская скв., 1103 м, К₁, бальнеолечебница

$$M\ 19\ \frac{Cl_{199}}{Na_{91}\ Ca_7}\ Br_{0,072}\ I\ 0,022\ t\ 42.$$

Семигорье, скв. 3-Р, 72—80 м, К₁, завод розлива

$$M\ 11\ \frac{HCO_3^63\ Cl_{137}}{Na_{98}\ M\ 1}\ I\ 0,013\ t\ 13.$$

Хадыженск скв. 730, 500—582 м, К₂, бальнеолечебница

$$M\ 13\ \frac{Cl_{191}\ SO_4^9}{Na_{99}}\ Br_{0,037}\ I\ 0,046\ t\ 21.$$

Лугела, скв., 4—50 м, J₂, завод розлива

$$M\ 55\ \frac{Cl_{199}}{Ca_{90}\ Na_{10}}\ Br_{0,165}\ t\ 12.$$

Вологда, скв., 624 м, С₁, бальнеолечебница $M 97 \frac{Cl_{195} SO_4}{Na_{83} Ca_9} Br_{0,375}$.

Монинские источники, скв., 921 м, D₃, санаторий $M 139 \frac{Cl_{198}}{Na_{74} Ca_{17}} Br_{0,413} t 22$.

Усть-Качка, скв., 1232 м, С₁, курорт $M 271 \frac{Cl_{199}}{Na_{72} Ca_{20}} Br_{0,7} I_{0,01} t 23$.

Тулун, скв., 2535—2828 м $M 542 \frac{Cl_{199}}{Ca_{75} Mg_{11}} Br_{7,2} I_{0,006} t 15,4$.

Кратко остановимся на Лугельском и Усть-Качкинском ММВ. Лугельское ММВ находится в окрестностях с. Мухури в Западной Грузии. Оно приурочено к сильно дислоцированной порфириновой свите байоса, вблизи контакта с известняковой полосой Мегрелии. МВ лугела представляет собой природный раствор хлористого кальция. Она широко применяется в лечебных целях. Розлив воды — несколько сотен тысяч литров в год. Содержание брома до 183, иода до 1 мг/л. Состав воды, по В. Л. Хухия:

Лугела $CH_4 M 52 \frac{Cl_{199,2} Br_{0,2} SO_4_{0,6}}{Ca_{84,7} Na_{12,4} Mg_{0,2}} t 12$.

МВ лугела — это погребенные метаморфизованные метановые рассолы в наиболее закрытых частях артезианских бассейнов Грузинской глыбы, по И. М. Буачидзе [57, т. X].

Бальнеологический курорт Усть-Качка расположен в 57 км от Перми. Он базируется на ММВ, залегающем в пермских и каменноугольных отложениях Волго-Камского артезианского бассейна, где скважинами вскрыты сероводородные, метановые слабые рассолы хлориднонатриевого состава:

Усть-Качка, скв. 3

$CH_4 H_2S M 74-84 \frac{Cl_{180-90} SO_4_{9-10} HCO_3_{1}}{Na_{86-89} Ca_5-8 Mg_{5-9}} t 6-12$.

Содержание сероводорода 340—647, иода до 7, брома до 30 мг/л. При разбавлении этих вод до питьевых норм концентрации иода и брома становились значительно ниже бальнеологических; эти воды используются как сероводородные бальнеологические.

Скв. 2 глубиной от 1150 м и глубже в каменноугольных и девонских отложениях вскрыты крепкие хлоридные кальциево-натриевые рассолы состава.

Усть-Качка, скв. 2 $CH_4 M 264 \frac{Cl_{100}}{Na_{70} Ca_{20} Mg_{10}} I_{0,02} Br_{0,8} t 21$.

Содержание брома в крепких рассолах — 800—2300, иода 2—28 мг/л. Сероводород, как правило, отсутствует. Весьма значительное содержание брома позволяет разбавлять рассолы в широком диапазоне (от купальных вод до питьевых) [57, т. XIII].

Глава 10

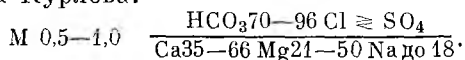
ВОДЫ ТИПА НАФТУСЯ С ВЫСОКИМ СОДЕРЖАНИЕМ ОРГАНИЧЕСКИХ ВЕЩЕСТВ

Минеральная вода нафтуса источника № 1 курорта Трускавец оригинальна по своему химическому составу и физическим свойствам и уникальна по физиологическому воздействию на человеческий организм. «Чем обуславливаются лечебные начала нафтуси, несмотря на то что она изучается уже более ста лет, пока остается загадкой», — пишут Н. А. Маринов и И. П. Пасека [130, с. 143]. По заключению Л. К. Байкалова и Б. А. Хохлова [130, с. 215], причины активного влияния воды на человека еще недостаточно изучены. Начиная с 1836 г. большинство исследователей нафтуси причиной ее лечебного начала считали органическое вещество, но расходились во мнении, какое именно: нефть или серные соединения.

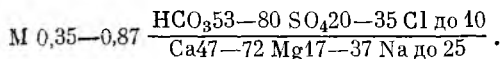
По классификации лечебных МВ воды источника Нафтуса № 1 относятся к группе с высоким содержанием органических веществ. Однако это в известной мере условно [83, 119, 130]. Сюда относятся хорошо известные углекислоазотные воды курорта Трускавец, азотные березовские в районе г. Харькова [134], сходницкие вблизи курорта Трускавец [130], а также воды пока условно намечаемых новых месторождений в Карпатах [130], в Азербайджане [97, 78, 130], Обуховского месторождения в Свердловской области, Удоровского минерального источника в районе г. Ульяновска, Сатановские МВ в Хмельницкой области [130].

В пределах курорта Трускавец имеется 8 участков водозаборов МВ: Нафтуса № 1, Нафтуса № 2, Юзя, источник № 7, Барбара, источник № 6, Липка и в долине р. Воротыще. По своему ионному составу и минерализации МВ Трускавецкого курорта могут быть разделены на семь групп.

1. Пресноватые гидрокарбонатные магниевокальциевые. К этой группе относятся МВ источников Нафтуса № 1 и № 2. У воды источника № 2 на втором месте почти всегда стоит сульфат-ион, а минерализация воды обычно несколько ниже, чем у источника № 1. К этой же группе относится вода источника Юзя. Сводная формула Курлова:



2. Особо пресные и пресноватые сульфатно-гидрокарбонатные магниевокальциевые, к которым относится вода скв. 24-Р, 1-НО и 16-НО. Для вод этой группы характерно высокое содержание иона SO_4 и в отдельных случаях натрия. Сводная формула Курлова:



3. Пресноватые и слабосоленоватые гидрокарбонатно-сульфатные, магниевокальциевые МВ отличаются от вод второй группы более высокой минерализацией и преобладающим ионом SO_4 над гидрокарбонат-ионом. Эти воды вскрыты скв. 3-НО.

4. Сульфатные кальциевонатриевые слабосоленоватые МВ, вскрытые скв. 15-РК на участке водозабора Липки.

5. Хлоридно-сульфатные воды переменного катионного состава, слабосоленоватые. К этой группе относится МВ источника Эдвард, № 8, № 9 и скв. 7-К (на участке водозабора Юзя).

6. Сильносоленоватые и слабосоленые сульфатно-хлоридные натриевые, хлоридные натриевые. Воды источников № 1, № 2, № 3, скв. 6-РГ, 7-А и др.

7. Рассольные хлоридные натриевые, а также магниевонатриевые. Воды источников № 4, 7, 10 и нескольких скважин. Минерализация рассольных вод изменяется в широких пределах: от 50 до 400 г/л и более.

Приводимые сведения свидетельствуют о большом разнообразии МВ Трускавецкого курорта, но особой известностью пользуются воды нафтуси источников № 1 и № 2. Формула Курлова:

$$\text{Ист. № 1} \quad \text{N}_2\text{CO}_2 \text{ M } 0,7 \quad \frac{\text{HCO}_3 83 (\text{SO}_4 10 \text{ Cl} 7)}{\text{Ca} 54 \text{ Mg} 38 (\text{Na} 8)} \quad \text{C}_{\text{орг}} 0,030 \text{ t } 6,5.$$

Вода источника № 1 имеет запах нефти и керосина; содержание H_2S 0,7 мг/л; обнаружены марганец, железо, алюминий, титан, кобальт, медь, свинец, серебро, цинк, барий, стронций, бром, иод, фтор, метаборная кислота, кремнекислота (до 10 мг/л), гидрофосфат, ванадий, кадмий; не обнаружены хром, никель, молибден, ртуть, радий, уран, гидроарсенат [130]. В МВ находятся следующие органические вещества: гуминовые, битумы, фенолы — легколетучие и труднолетучие, кислоты — жирные и нафтенновые, аминоксоединения.

Микробиологическими исследованиями в МВ источника № 1 обнаружены сапрофиты, олигокарбофилы, гуминоразрушающие, фенолразрушающие, битуморазрушающие, сульфатредуцирующие, тионовые, денитрифицирующие и другие бактерии.

Газовый состав вод источника № 1: углекислота, азот, в незначительном количестве кислород (11,3 об. %), сероводород (0,8 мг/л), метан, предельные и непредельные углеводороды. По газовому составу вода азотноуглекислая. Газы в основном атмосферного происхождения с примесью биохимических.

Изучение изотопного состава трускавецких вод впервые было предпринято А. С. Уклонским [219] и продолжалось другими исследователями. Эти исследования показали, что по содержанию дейтерия воды источника № 1 атмосферного происхождения [130]. Радиоактивность воды источника не превышает 0,2 нкюри/л

Как известно, курорт Трускавец находится в пределах внутренней зоны Предкарпатского краевого прогиба. Месторождение вод нафтуса приурочено к брахиантклинальной складке, осложненной более мелкими складками, что создает своеобразные гидродинамические условия. В верхней части водоносной толщи циркуляция вод относительно замедленная, в нижней характеризуется застойным режимом. МВ формируются в отложениях нижнего миоцена, сложенных перемежающимися глинами и песчаниками. В трещиноватых песчаниках как раз и сосредоточены гидрокарбонатные магнивокальциевые воды нафтуса.

МВ — атмосферного происхождения. Ионами они обогащаются в результате выщелачивания глинисто-песчаных отложений. На химию вод нафтуса, несомненно, оказывает влияние нефтеносность района. С запада к Трускавцу примыкает Бориславское месторождение нефти и озокерита. В самом районе Трускавца встречаются битуминозные породы, местами небольшие нефти и газопроявления и озокерит. С нефтяными органическими веществами связано образование уникальной по своим лечебным свойствам минеральной воды нафтуса, хотя по макрокомпонентному составу она ничем не отличается от пресных вод района [155].

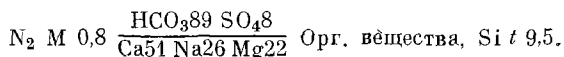
Верхняя часть геологического разреза района (средний миоцен) более водообильна, чем нижняя (нижний миоцен), и не содержит битумов. К этой части разреза приурочены пресные воды, не обладающие лечебными свойствами (скв. 4-К и др.). За счет диффузии легкоподвижных частей нефтяных органических веществ воды среднемиоценовых отложений могут в некоторой степени обогащаться органическими веществами и приобретать слабо выраженные лечебные свойства [119, 155].

На базе ММВ функционируют курорт и завод розлива МВ.

Сходницкое ММВ типа нафтуса находится в 21 км на юго-запад от курорта Трускавец. Район Сходницкого ММВ является частью Карпатской гидрогеологической складчатой области, сложен терригенными породами мела, палеогена, олигоцена. Наибольший интерес представляют особо пресные и пресноватые воды гидрокарбонатного магниво-кальциевого состава, сходные по минерализации и составу с водами Нафтуса № 1. Кроме того, встречаются гидрокарбонатные натриевые и смешанного катионного состава, а на глубине вскрыты соленые воды и рассолы. По содержанию микрокомпонентов и органических веществ, химическому и газовому составу, присутствию тех же бактерий, а также по запаху и привкусу керосина и нефти между МВ Сходницкого ММВ и водой Нафтуса № 1 имеется значительное сходство, но отмечается более повышенное содержание железа.

Минеральные воды типа нафтуса по данным предварительных исследований имеются и в других районах Украины. Таковы березовские и сатаповские МВ. Березовские воды слабо минерализованы — пресноватые, гидрокарбонатные, магниевонатриево-

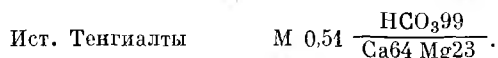
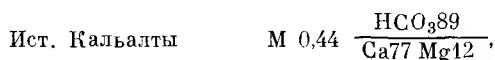
кальциевые с наличием 0,016 г/л органических веществ и содержанием H_2SiO_3 — 0,053 г/м³. Формула Курлова:



Высокое содержание кремнекислоты позволяет относить их также к кремнистым. МВ выведена буровыми скважинами из песчаников эоцена с глубины 26—36 м. Запасы их утверждены ГРЗ в 1966 г. по категории А и В в количестве 1065 м³/сутки. Используются МВ на курорте Березовские минеральные воды, под Харьковом, и поступают также на завод розлива.

Сатановские МВ близ одноименного селения Хмельницкой области вскрыты скважинами. По особенностям состава вода сходна с водой источника Нафтуса № 1. Необходимо провести всесторонние комплексные контрольные исследования этого ММВ, чтобы проверить предварительные данные Одесского института курортологии [130].

В районах восточного погружения Большекавказской складчатой области в пределах Северо-Восточного Азербайджана в ходе предварительных исследований Азербайджанского научно-исследовательского института курортологии и физиотерапии намечались 14 «возможно перспективных источника на минеральную воду типа нафтуса» [78, 97]. Наиболее типичными и хорошо изученными являются воды источников Кальалты и Тенггалты. Состав вод по формуле Курлова:



МВ источников Кальалты и Тенггалты по минерализации, химическому составу, составу газов, микробиологии могут быть отнесены к нафтусинскому типу [78, 97, 130]. Этому не противоречит и гидрогеологическое строение района.

С нафтусинским типом МВ сходны воды источников Обуховских (Свердловская обл.) и Уноровского в окрестностях г. Ульяновска. Однако это требует тщательной всесторонней проверки [130].

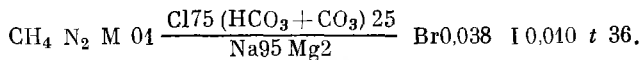
Содержание органических веществ изменяется в широких пределах: от нескольких миллиграммов на литр до 100 мг/л и более. Наибольшее содержание присуще водам соленым и рассольным Ангаро-Ленского бассейна и пресноватым курорта Трускавец. Среди углекислых вод высоким содержанием органических веществ выделяются МВ Аршана Тункинского, среди сероводородных — Талги (Дагестан). Наименьшее содержание характерно для МВ районов КМВ (9—10 мг/л) и Южной Камчатки (10 мг/л).

Среднее суммарное содержание органических веществ в МВ 32 мг/л.

Целительные свойства летучим органическим веществам МВ придавал В. И. Вернадский. Большое значение в их составе имеют гуминовые и битуминые вещества. В некоторых МВ их содержание достигает 100 мг/л и более. Содержание и состав органических веществ зависят от условий формирования МВ. В одних МВ присутствуют гуминовые вещества (болотного происхождения), в других — битумы, нафтенновые кислоты (битуминозные и нефтеносные породы); есть МВ и со сложным составом органических веществ. Необходимо продолжить детальные исследования органических веществ МВ, разрешить проблему их происхождения, состава и свойств, выяснить лечебные свойства. Оценка МВ должна производиться с учетом органических веществ [237]. Поиски МВ типа нафтуса следует продолжать в третьей провинции МВ в артезианских бассейнах и в молодых нефтеносных гидрогеологических складчатых областях, сложенных меловыми и кайнозойскими отложениями, таких как Карпатская, Крымско-Кавказская и т. п.

Органическое вещество в чистом виде используется в лечебных целях на курорте Нафталан. Нафталанское месторождение приурочено к песчано-глинистым отложениям олигоцена — миоцена Куринского артезианского бассейна. Термальные соленоватые гидрокарбонатно-хлоридные натриевые воды вскрыты скважинами на глубине 500 м и более. Температура воды 35° С, минерализация 10 г/л, содержание брома 38, иода 10 мг/л. Из этих вод путем отстаивания получают лечебную нефть — нафталан, применяемую для ванн. На ней базируется единственный в СССР курорт такого типа Нафталан [96, 134].

Нафталан, курорт, скв.
76, 557—538 м



Глава 11

РАДОНОВЫЕ ВОДЫ

К радоновым относятся воды, содержащие радона более 5 нкюри/л. Они широко применяются для лечебных целей. В редких случаях в бальнеологии используются радонорадиевые воды, содержащие более 5 нкюри/л радона и более $1 \cdot 10^{-11}$ г/л радия. Воды с меньшей концентрацией радона (3—5 нкюри/л) могут быть отнесены к радоновым лечебным только в тех случаях, когда по условиям их температуры и дебита (при большой радоновой ценности источника) процедуры можно проводить непосредственно в проточных бассейнах (ваннах),

в которые вода поступает из источников без предварительного подогрева (Цхалтубо).

Закономерности распространения радоновых минеральных лечебных вод на территории СССР довольно хорошо изучены [83]. Выделяются две основные подгруппы радоновых вод: апровинциальные простого и провинциальные сложного состава [134]. К первой подгруппе относятся радоновые кислородноазотные пресные и слабосоленоватые воды гидрокарбонатного и сульфатного состава (типы хасуртаевский, знаменский, увильдинский и др.). Радон является единственным компонентом, определяющим лечебные свойства этих вод. Они широко распространены в гидрогеологических складчатых областях и особенно в районах развития кислых кристаллических пород. По условиям залегания они преимущественно трещинно-грунтовые, реже жильные. Известны редкие проявления грунтовых радоновых вод в артезианских бассейнах (типы лопухинский и др.).

В водах второй подгруппы лечебное воздействие радона сочетается с лечебным воздействием других компонентов и свойств (CO_2 , H_2SiO_3 , минерализация и др.). К водам второй подгруппы относятся сестрорецкий, усть-кутский, цхалтубский, джалалабадский, джетыгогузский, красноусольский, хмельникский, пятигорский, молоковский, былыринский, белокурухинский и другие типы.

Радоновые кислородноазотные воды, приуроченные к районам развития кислых кристаллических пород, широко распространены в Украинской, Уральской, Балтийской, Енисейской, Даурской и других складчатых областях. Имеются курорты, использующие эти воды для лечения. Приведем некоторые примеры.

Балтийская обл., Ха-
пунваара, скв., PR Rn320* M 0,15 $\frac{\text{HCO}_380 \text{ SO}_47}{\text{Na}82 \text{ Ca}16}$ pH 8,5 t 50.

Украинская обл.,
Хмельник, скв., 29—111
м., AR, курорт Rn77 M 0,7 $\frac{\text{HCO}_392 \text{ Cl}5}{\text{Ca}55 \text{ Mg}18}$ pH 7,3 t 9,4.

Уральская обл., Ли-
повские ист., бальнеоле-
чебница, PZ₂ Rn22 M 0,2 $\frac{\text{HCO}_393 \text{ SO}_45}{\text{Ca}52 \text{ Mg}29 \text{ Na}19}$ pH 6,5 t 5.

Уральская обл.,
Увильдинские ист., скв.,
161 м., курорт Rn473 M 0,4 $\frac{\text{Cl}55 \text{ HCO}_331}{\text{Mg}38 \text{ Na}34 \text{ Ca}28}$ pH 7,4 t 8.

Там же Rn11,6 M,06 $\frac{\text{HCO}_386 \text{ SO}_48}{\text{Na}55 \text{ Ca}22 \text{ Mg}22}$ pH 7,4 t 6,2.

Саяно-Алтайская обл.,
Бай-Тальский источник Rn36 M 0,14 $\frac{\text{HCO}_362 \text{ SO}_422 \text{ Cl}16}{\text{Na}69 \text{ Ca}22 \text{ Mg}9}$ t 4,5.

* Здесь и далее радон показан в нанокюри/л.

Саяно-Алтайская обл.,
Кольвань, скв., 9—92
м, Т₂

$$\text{Rn117 M } 0,3 \frac{\text{HCO}_3 75 \text{ SO}_4 16}{\text{Ca} 51 \text{ Na} 25 \text{ Mg} 23} \text{ pH } 6,5 \text{ } t \text{ } 6.$$

Северо-Казахстанская
обл., Агасуйский руд-
ный район, Куинский
водозабор, скв., 140 м,
PZ, бальнеолечебница

$$\text{Rn20 M } 0,5 \frac{\text{SO}_4 38 \text{ Cl} 131 \text{ HCO}_3 30}{\text{Na} 66 \text{ Ca} 22} \text{ pH } 7,2 \text{ } t \text{ } 7,6.$$

Радоновые воды второй подгруппы характеризуются большим разнообразием состава и условий формирования. Они образуют ММВ в различных провинциях.

Радоновые минеральные воды первой провинции

Даурская обл., Моло-
ковское месторождение,
скв., 57—72 м, MZ, гра-
ниты, курорт, завод роз-
лива

$$\text{CO}_2 \text{ Rn70 M } 0,7 \frac{\text{HCO}_3 87 \text{ SO}_4}{\text{Ca} 63 \text{ Mg} 24} \text{ } t \text{ } 1,0.$$

Саяно-Алтайская обл.,
Шумакские ист., PR₂

$$\text{CO}_2 \text{ Rn35 M } 1,2 \frac{\text{HCO}_3 93 \text{ SO}_4 5}{\text{Ca} 52 \text{ Mg} 40} \text{ H}_2 \text{ SiO}_3 0,08 \text{ } t \text{ } 39.$$

Кавказская обл., Ба-
гырсахские ист., P₂

$$\text{CO}_2 \text{ Rn216 M } 6 \frac{\text{HCO}_3 53 \text{ Cl} 133}{\text{Na} 83 \text{ Ca} 12} \text{ H}_2 \text{ SiO}_3 0,164 \text{ } t \text{ } 13.$$

Кавказская обл.,
КМВ, Пятигорск, радио-
активная, скв. 102, Q,
курорт

$$\text{CO}_2 \text{ Rn19 M } 3,4 \frac{\text{Cl} 142 \text{ HCO}_3 30 \text{ SO}_4 27}{\text{Na} 67 \text{ Ca} 25} \text{ } t \text{ } 23.$$

Радоновые термы второй провинции

Хэнтэйская обл., Бы-
лыринский аршан, скв.,
57—72 м, MZ, граниты,
бальнеолечебница

$$\text{N}_2 \text{ Rn18 M } 0,3 \frac{\text{HCO}_3 56 \text{ F} 14 \text{ SO}_4 13}{\text{Na} 50 \text{ Ca} 29 \text{ Mg} 21} \text{ H}_2 \text{ SiO}_3 0,079 \text{ Fe} 0,01 \text{ } t \text{ } 45.$$

Саяно-Алтайская обл.,
Белокуриха, скв., 45—
416 м, С₃—P₁, граниты,
курорт

$$\text{N}_2 \text{ Rn25 M } 0,3 \frac{\text{SO}_4 40 \text{ HCO}_3 36}{\text{Na} 95 \text{ Ca} 4} \text{ H}_2 \text{ SiO}_3 0,05 \text{ } t \text{ } 37.$$

Саяно-Алтайская обл.,
Илова Пустынь, скв.
2, PR₂—PZ, бальнеоле-
чебница

$$\text{N}_2 \text{ Rn35 M } 1,0 \frac{\text{SO}_4 85 \text{ HCO}_3 9}{\text{Na} 76 \text{ Ca} 20} \text{ H}_2 \text{ SiO}_3 0,06 \text{ Fe} 0,01 \text{ } t \text{ } 40.$$

Кавказская обл.,
Цхалтубо, скв., 2—8 м,
K, курорт

$$\text{N}_2 \text{ Rn3 M } 0,8 \frac{\text{SO}_4 40 \text{ HCO}_3 33 \text{ Cl} 127}{\text{Ca} 55 \text{ Mg} 25 \text{ Na} 20} \text{ } t \text{ } 34,8.$$

Тянь-Шаньская обл.,
Джегты-Огуз, скв. 20—70
м, С₂, курорт

$$N_2 \text{ Rn}91-127 \text{ M } 12 \frac{Cl_{194} SO_{46}}{Na_{58} Ca_{42}} t \ 39.$$

Радоновые воды третьей провинции [182]

Восточно - Сибирская
обл., Усть-Кут, ист., С₁,
курорт

$$N_2 \text{ Rn}12.7 \text{ M } 146 \frac{Cl_{195} SO_{45}}{Na_{94}} t \ 7.$$

Восточно - Сибирская
обл., ист. Туругский,
берег р. Лены, С

$$N_2 \text{ Rn}15.7 \text{ M } 157 \frac{Cl_{195} SO_{45}}{Na_{95}} t \ 8.6$$

Апровинциальные воды

Восточно - Сибирская
обл., ист. Нюруткан-
ский, дебит 1000 л/сек

$$N_2 \text{ Rn}23-50 \text{ M } 0.3 \frac{HCO_3 93}{Ca_{64} Mg_{29}} t \ 2.4$$

Восточно - Сибирская
обл., ист. Умбелловский,
дебит 600 л/сек

$$N_2 \text{ Rn}16-36 \text{ M } 0.12 \frac{HCO_3 88}{Ca_{63} Mg_{33}} t \ 2.$$

Радоновая ценность Нюрутканского источника 50 000 нкюри [182].

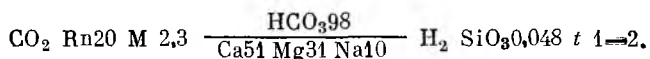
Остановимся на краткой характеристике радоновых вод некоторых наиболее известных месторождений.

К апровинциальным азотным относится ММВ, расположенное в 92 км от г. Челябинска. На базе месторождения существует курорт Увильды. ММВ приурочено к трещиноватым гранитам и гранито-гнейсам. Состав воды источника сходен с составом липовских радоновых вод. Это гидрокарбонатные магниевокальциевонатриевые пресноватые воды, радиоактивность которых 11,6 нкюри/л. Буровой скважиной на том же курорте на глубине 461 м вскрыты пресные гидрокарбонатно-хлоридные магниевые МВ с радиоактивностью 473 нкюри/л [96].

К радоновым водам первой провинции относятся углекислые МВ курорта Пятигорск. Их состав дан выше. По мнению А. М. Овчинникова, радоновые воды Пятигорска являются дериватными, т. е. производными от охлажденных вод, которые вытекают горячими источниками из основных очагов разгрузки по тектоническим трещинам горы-лаколита Машук. В горячих водах содержится радий, который теряется вследствие адсорбирования его породами. Так формируются зманирующие коллектора в местах, где движение воды замедляется [144]. По данным Е. С. Щепотьевой, содержание радона в Пятигорских источниках 0,1—252 нкюри/л, радия (5—42) · 10⁻¹² г/л.

ММВ курорта Ургучан находится в приводораздельной части северного склона Борщовочной гидрогеологической области (Восточное Забайкалье). Ургучанское месторождение радоновых углекислых холодных вод молоковского типа (радоновый дарасун)

приурочено к трещиноватым гранитам, перекрытым аллювиальными отложениями. Состав воды по формуле Курлова:



Рассмотрим Белокурихские, джеты-огузские и цхалтубские азотные термальные радоновые воды. Курорт Белокуриха расположен на северном склоне Горного Алтая (Саяно-Алтайская гидрогеологическая складчатая область), в 70 км от г. Бийска. Он базируется на азотных термальных радоновых водах. ММВ приурочено к Белокурихинскому массиву, сложенному порфировидными гранитами. Выходы азотных терм на поверхность связаны с близширотным разломом и его оперением. Сквжинами глубиной до 525 м были вскрыты МВ с температурой до 49° С. Сульфатный состав воды обусловлен процессами окисления пирита и халькопирита, вкрапленных в гранитах. Помимо радона значение имеет и кремнекислота (43 мг/л). Обогащение вод радоном (7—25 нкюри/л) происходит вследствие эманирования рассеянных в гранитах радиоактивных минералов, а также небольших вторичных скоплений радиоэлементов в тектонических трещинах. На ММВ базируется известный в стране курорт.

Весьма редким представителем азотных радоновых хлоридных терм является источник Джеты-Огуз. ММВ находится в восточной части Иссык-Кульской впадины и приурочено к южному крылу одноименного адартезианского бассейна, сложенному осадочными отложениями карбона. Они высоко приподняты в краевых частях бассейна и глубоко погружены в его внутренних частях под мощную толщу континентальных песчано-глинистых отложений мезозоя и кайнозоя. Слагая внутреннюю часть Иссык-Кульской впадины, отложения мезозоя и кайнозоя образуют собственно артезианский Иссык-Кульский бассейн. В основании всей этой сложной гидрогеологической структуры под отложениями карбона залегают метаморфические и магматические породы нижнего палеозоя, заключающие трещинные и трещинно-жильные воды. В тектоническом отношении район Джеты-Огузских терм приурочен к подвижной зоне сочленения поднимающегося хр. Терсей-Алатау (гидрогеологический массив) и опускающейся впадины оз. Иссык-Куль (артезианский бассейн). Эта подвижная зона характеризуется развитием молодых тектонических разломов, сопровождающимся выходами терм — Южно-иссык-кульская (каракольская, по Н. Н. Славянову) термальная линия [197].

Выходы джеты-огузских термальных вод сосредоточены в пределах очага разгрузки адартезианских вод, образовавшегося в месте размыва мезозойско-кайнозойских отложений в своде Джеты-Огузской брахиантиклинали. Термальные воды поднимаются к очагу разгрузки по тектонической зоне интенсивной трещиноватости известняков карбона. Джеты-огузские радоновые

МВ являются хлоридными кальциевонатриевыми прототермами хлоркальциевого типа (по В. А. Сулину и М. Г. Валяшко).

Как полагает А. М. Овчинников [144], обогащение рассматриваемых терм радоном обусловлено присутствием здесь вторичных эманулирующих коллекторов, заключенных в известняках карбона и покрывающих их аллювиальных отложениях в непосредственной близости от участка выходов терм. Сами же эманулирующие коллектора сформировались вследствие выпадения радия из термальных хлоридных кальциевонатриевых вод при их смешении с верхними холодными гидрокарбонатными водами. При смешении нарушалось карбонатное равновесие, выпадал из раствора карбонат кальция и соосаждались соли радия.

Сложным составом характеризуются МВ известного курорта Цхалтубо в Грузии. Они отличаются небольшой радиоактивностью, но значительным дебитом и достаточно высокой (35° С) температурой, что обеспечивает большую радоновую ценность источников, позволяющую использовать их в ваннах и бассейнах для купания.

Цхалтубская вода поднимается с глубины по трещинам и карстовым пустотам в известняках нижнего мела и через аллювиальные отложения р. Цхалтубо появляется на поверхность. Обогащение радоном происходит в основном в аллювиальных отложениях.

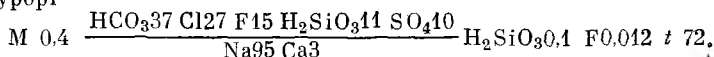
Глава 12

КРЕМНИСТЫЕ ТЕРМЫ

К этой группе относятся термальные воды с температурой более 35° С и концентрацией H_2SiO_3 не менее 50 мг/л. Кремнистые термальные воды являются весьма распространенными. Они формируются в различных гидрогеологических обстановках и характеризуются большим разнообразием химического состава. Они представлены в основном азотными и реже метановыми и углекислыми термами. При этом многие кремнистые термы принадлежат одновременно и к другим группам лечебных минеральных вод (радоновым, углекислым и др.).

Азотные кремнистые термы распространены преимущественно в пределах второй провинции МВ и представлены большим количеством типов вод гидрокарбонатного (типы абаканский, кульдурский, былыринский, могойский и др.), сульфатного (горячинский, аллинский, аксуйский, арчманский и др.) и хлоридного (апачинский, жировский, мотыклейский и др.) состава (табл. 19). На базе этих вод функционируют многие курорты и бальнеолечебницы.

Турано - Буреинская
обл., Кульдур, скв.,
100 м, PZ, курорт



Сихотэ-Алиньская обл., Амгу, ист., P—N, бальнеолечебница

$$M \ 0,2 \ \frac{HCO_3^{53} SO_4^{25}}{Na^{91} Ca^8} \ H_2SiO_3 0,07 \ t \ 36.$$

Саяно-Алтайская обл., Уш-Белдыр, скв., 180 м, D, курорт

$$M \ 0,4 \ \frac{HCO_3^{50} SO_4^{16} HS^{13} F^{11}}{Na^{98} Ca^1} \ H_2SiO_3 0,124 \ F 0,1 \ HS 0,1 \ t \ 82.$$

Верхояно - Чукотская обл., Талая, скв., 151 м, курорт

$$M \ 0,5 \ \frac{HCO_3^{33} Cl^{131} F^{16} SO_4^{15}}{Na^{96} Ca^3} \ H_2SiO_3 0,13 \ F 0,018 \ t \ 87.$$

Тянь-Шаньская обл.

$$Rn^{11} \ M \ 0,5 \ \frac{HCO_3^{44} Cl^{24} SO_4^{17} F^{14}}{Na^{95} Ca^4} \ H_2SiO_3 0,137 \ F 0,015 \ t \ 98$$

Гиссарский массив, Ходжа-Обигарм, курорт, скв., 12—18 м, PZ, курорт

$$Rn^{11} \ M \ 0,5 \ \frac{HCO_3^{44} Cl^{24} SO_4^{17} F^{14}}{Na^{95} Ca^4} \ H_2SiO_3 0,137 \ F 0,015 \ t \ 98.$$

Байкало-Чарская обл., Горячинск, скв., 6—110 м, PR₂, курорт

$$M \ 0,6 \ \frac{SO_4^{85} HCO_3^8}{Na^{86} Ca^{10}} \ H_2SiO_3 0,088 \ F 0,01 \ t \ 54.$$

Тянь-Шаньская обл., Аку, скв., 35—112 м, PZ, курорт

$$M \ 0,4 \ \frac{SO_4^{34} Cl^{32} F^{16}}{Na^{89} Ca^9} \ H_2SiO_3 0,054 \ F 0,016 \ t \ 59.$$

Джунгарская обл., Копал-Арасанское месторождение, скв., 38 м, PZ, курорт

$$Rn^{15} \ M \ 0,6 \ \frac{SO_4^{46} Cl^{36} HCO_3^{18}}{Na^{92} Ca^7} \ H_2SiO_3 0,056 \ t \ 43.$$

Камчатская обл., На-Чикинское месторождение, скв., 300 м, N, курорт

$$M \ 1,2 \ \frac{SO_4^{59} Cl^{31}}{Na^{90} Ca^7} \ H_2SiO_3 0,104 \ t \ 77.$$

Камчатская обл., Нижнепаратунское месторождение, ист., P—N₁, санаторий

$$M \ 1,5 \ \frac{SO_4^{69} Cl^{26}}{Na^{61} Ca^{37}} \ H_2SiO_3 0,09 \ t \ \text{до } 80.$$

Кавказская обл., Зугдиди, скв., 1550—2730 м, K₁, теплофикация

$$M \ 0,6 \ \frac{SO_4^{60} Cl^{21} HCO_3^{19}}{Ca^{54} Na^{29} Mg^{17}} \ H_2SiO_3 0,06 \ t \ 87.$$

Кавказская обл., Абастумани, ист., P₂, курорт

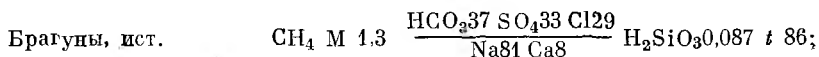
$$M \ 0,6 \ \frac{Cl^{53} SO_4^{39}}{Na^{77} Ca^{22}} \ H_2SiO_3 0,082 \ t \ 48.$$

Чукотская обл., Чаплинские ист., K₂—P₁

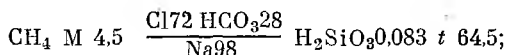
$$M \ 18 \ \frac{Cl^{98}}{Na^{60} Ca^{40}} \ H_2SiO_3 0,097 \ Br 0,048 \ t \ 77.$$

Метановые кремнистые термы, вероятно, довольно широко распространены в артезианских и адартезианских структурах, сложенных преимущественно терригенными образованиями, но изучены они недостаточно полно. К ним относятся кремнистые разновидности ташкентского, цаишинского, махачкалинского, евпаторийского, нальчикского, чартаковского, шиховского, усть-качкинского типов и других метановых и сероводородных терм артезианских бассейнов. Так, например, в артезианских бассейнах Предкавказья выделяются следующие разновидности кремнистых термальных вод [96]:

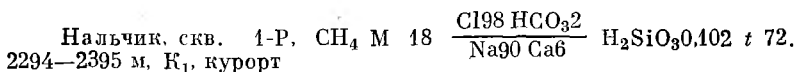
1) метановые, различного анионного состава, натриевые, слабо-минерализованные (до 2 г/л) воды (ташкентский, махачкалинский типы). К ним относятся воды источника Брагуны, связанного с водоносным горизонтом неогена.



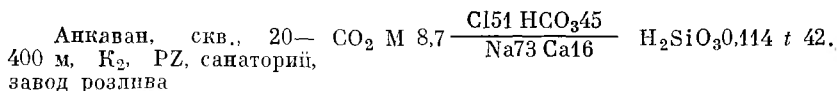
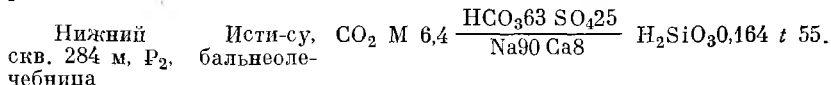
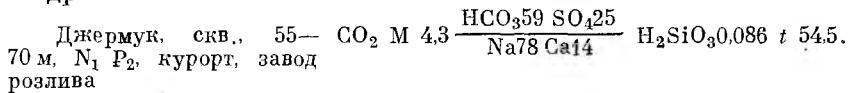
2) метановые гидрокарбонатно-хлоридные натриевые воды с минерализацией 2—15 г/л (типы карачинский и др.). В Восточном Предкавказье к ним принадлежат, в частности, горячеводские воды, вскрытые скважинами в песчаниках неогена на глубине 280 м.



3) метановые хлоридные натриевые воды с минерализацией 15—35, иногда до 50 г/л (типы нальчикский, чартаковский и др.). В Восточном Предкавказье (в Нальчике, Серноводске и других пунктах) эти воды выведены рядом скважин часто с больших глубин (900—3300 м) [96].



Углекислые кремнистые термы в пределах СССР развиты в основном в Кавказской и Курило-Камчатской областях. Характерными представителями их на Кавказе являются углекислые термы Джермука, Анкавана, Верхнего Кармадона, Пятигорска и др.



Верхний Кармадон, ист. CO_2 М 8,6 $\frac{\text{Cl}85 \text{HCO}_3\text{12}}{\text{Na}81 \text{Ca}15}$ H_2SiO_3 0,083 т 58.
№ 9, J

Пятигорск, скв. 16,
134—218 м, К₂, курорт

CO_2 , H_2S М 5,4 $\frac{\text{Cl}41 \text{HCO}_3\text{36 SO}_4\text{23}}{\text{Na}63 \text{Ca}30}$ H_2SiO_3 0,08 т 47.

В Тянь-Шаньской области к углекислым кремнистым термам относятся источники Гарм-Чашма, Даршай и др.

Гарм-Чашма, ист., CO_2 М 3,3 $\frac{\text{HCO}_3\text{66 Cl}25}{\text{Na}78 \text{Ca}18}$ H_2SiO_3 т 60.
Р С, бальнеолечебница

В Курило-Камчатской области углекислые кремнистые термы развиты весьма широко. К ним принадлежат сероводородноуглекислые фумарольные термы (головнинский, менделеевский, эбекский типы), азотноуглекислые термы (паужетский и другие типы) и собственно углекислые термы (источники Малкинские, Пушчинские и др.). В сероводородноуглекислых (фумарольных) и азотноуглекислых термах содержание серной кислоты достигает 0,3—0,4 г/л. По данным В. Ф. Маврицкого и Н. С. Отмана, перспективными для использования в лечебных целях, для теплофикации и строительства теплоэлектростанций являются гидротермы островов Итуруп и Кунашир [78].

Приведем краткую характеристику некоторых месторождений кремнистых терм.

Азотные кремнистые термы (2 провинция). Месторождение термальных вод Талая известно в Верхояно-Чукотской области, в верховьях р. Буюнды. В месте выхода МВ находятся интенсивно смятые и раздробленные алевроито-глинистые сланцы верхнего триаса с пластовыми залежами порфириров. Породы собраны в изоклинальные складки. Термальные воды, по В. В. Иванову, поднимаются по раздробленным порфиритам. МВ пресноватая, гидрокарбонатнатриевая с повышенным содержанием фтора и кремниевой кислоты, с высокой температурой. На ММВ базируется курорт Талая и завод по розливу. Это крайняя северная и восточная точка, где эксплуатируются на курорте термы в СССР [134].

Большой известностью на юге Дальнего Востока пользуется курорт Кульдур. Термы Кульдура находятся в Буреинской области и приурочены к окраине крупного гранитного массива в долине р. Кульдур. Очаг разгрузки приурочен к крупному разлому северо-западного простирания. По составу вода близка к тальской. В ней обнаружены молибден, вольфрам и другие микрокомпоненты, отмечается высокое содержание кремниевой кислоты и фтора.

Наиболее высокой температурой среди азотных терм второй провинции обладают термы месторождения Ходжа-Обигарм. Эти термы находятся в пределах Тянь-Шаньской области в Гиссарском гидрогеологическом массиве, неподалеку от Душанбе. Термы

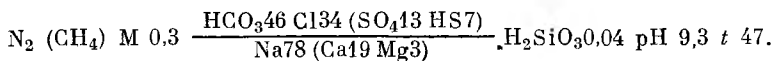
приурочены к гранитному массиву и разгружаются в зоне разлома на высоте 1870 м над уровнем моря. В настоящее время непосредственно к термовыводящей зоне приурочен один очаг выхода горячего пара, на базе которого функционирует паролечебница курорта Ходжа-Обигарм. Скважины вывели из гранитов самоизливающуюся воду с температурой 64—98° С. По составу и минерализации вода сходна с кульдурской. По данным Н. М. Чуршиной [57, т. 41], вода характеризуется минерализацией 0,5 г/л, высоким значением рН — 8,9, высоким содержанием радона 11 нкюри/л, кремнекислоты H_2SiO_3 — 0,137 г/л и F — 15 мг/л.

Копал-Арасанские термы, на которых базируется один из старых курортов Казахстана, характеризуются сульфатным натриевым составом. Термы расположены на северном склоне Джунгарского Алатау, на севере Тянь-Шаньской области. Они выходят на пересечении разломов близширотного и субмеридионального простирания, залегающих в гранитах, а также вскрыты скважинами на глубине до 38 м. Помимо повышенного содержания кремнекислоты (56 мг/л) в воде содержится до 15 нкюри/л радона.

Метановые и азотно-метановые термы (З провинция). К азотно-метановым термам относятся Тбилисские. Это артезианские термы, расположенные в старой части г. Тбилиси, на правобережье р. Куры. Предание приписывает им решающую роль в основании города. Грузинское слово «тбили» означает «теплый». ММВ приурочено к приосевой части северного крыла антиклинали, сложенной флишевыми отложениями нижнего эоцена — палеоцена, перекрытыми мощной толщей конгломератов и сланцево-песчаных пород среднего эоцена.

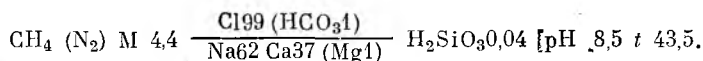
В настоящее время здесь существуют старые и новые термы. На участке старых терм действуют 8 буровых скважин и около 10 источников. Суммарный дебит буровых скважин составлял в 1959 г. около 15 л/сек.

Тбилисские термы,
скв. 1



В воде содержится около 10 мг/л гидросульфидных ионов.

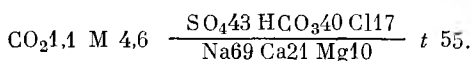
Новые термы были выведены в пределах города глубокими скважинами. Так, скв. 5 глубиной 1401 м встретила во флишевых отложениях 3 водоносных горизонта. Дебит ее 5—6 л/сек. Состав вскрытых скважиной терм по М. Г. Курлову:



Состав новых терм хлоридный кальциевонатриевый (хлоркальциевый, по В. А. Сулину). В воде новых терм отмечается высокое содержание метана (80,7%). Тбилисские термы используются курортом в бальнеологических целях [235].

Углекислые кремнистые термы (1 провинция). Углекислые термальные джермукские МВ служат базой одноименного курорта и завода розлива. Они приурочены к Малокавказской гидрогеологической области и связаны с трещиноватой зоной на контакте эоценовых пород с гранодиоритами. Вода солоноватая углекислая сульфатно-гидрокарбонатная натриевая, содержание кремнекислоты 0,086 г/л; в ней обнаружены литий, стронций, железо, в малых количествах никель, свинец, цинк и др.

Железноводское месторождение углекислых вод приурочено к горе-лакколиту Железной, сложенной трахилипаритами, и к вмещающим лакколит отложениям нижнего палеозоя, верхней юры, нижнего и верхнего мела и палеогена. При этом палеозойские отложения образуют фундамент, а мезозойские и кайнозойские — чехол южного крыла Предкавказского артезианского бассейна. Буровой скв. 65 на глубине 1240 м в отложениях апта и альба вскрыты горячие углекислые воды состава [166]:



Другими скважинами, заложенными в разное время в районе Железноводского месторождения, были вскрыты на разной глубине в породах различного возраста холодные и горячие воды, разные по температуре, минерализации и составу, углекислые и неуглекислые. Содержание кремнекислоты в них изменяется в больших пределах в зависимости от температуры. На базе ММВ функционируют курорт союзного значения и завод розлива [134, 166].

Дискуссионным остается вопрос о природе гидротерм. Изотопные исследования молекул воды (на дейтерий и кислород-18) различных гидротерм показали, что основная масса воды гидротерм мобильных поясов Земли — атмосферного (вадозного) происхождения. При этом не исключается возможность примешивания ювенильной (мантийной) воды, количество которой пока не поддается достаточно точному учету.

Исследования термопроявлений Исландии, где кора континентального типа практически отсутствует, показали, по В. И. Виноградову и др. [38], что сера полностью или частично ювенильна.

Очень интересные результаты были получены в итоге изучения изотопов гелия в термальных флюидах Курило-Камчатской и Байкало-Чарской областей и Исландии. Эти исследования, по данным Е. А. Баскова, И. С. Ломоносова, В. Г. Поляка и других, подтверждают возможность широкого применения отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ в качестве изотопной метки для определения генезиса гидротерм и других геологических объектов [13, 211].

МИНЕРАЛЬНЫЕ ВОДЫ ПРОМЫШЛЕННОГО И ТЕПЛОЭНЕРГЕТИЧЕСКОГО ЗНАЧЕНИЯ

Глава 13

МИНЕРАЛЬНЫЕ ВОДЫ ПРОМЫШЛЕННОГО ЗНАЧЕНИЯ

В подземных и поверхностных водах концентрация некоторых компонентов иногда достигает таких значений, что становится выгодным добывать их для промышленных целей. Эти своеобразные «жидкие руды» получили название промышленных вод. Впервые в России (XII в.) подземные промышленные воды стали эксплуатироваться для получения поваренной соли. При помощи скважин, закрепленных деревянными трубами, соленые и рассольные воды хлоридного натриевого состава извлекались на поверхность и из них вываривалась соль. Сейчас подземные промышленные воды в СССР являются основным сырьем для получения иода (100%) и брома (60—70%). Разрабатывается технология извлечения из подземных вод других ценных компонентов (бора, стронция, цезия, рубидия, германия, вольфрама и др.). Минимальные концентрации ряда компонентов в водах, необходимые для отнесения их к категории промышленных вод, приведены в табл. 11.

К промышленным водам относятся различные типы минеральных вод. Так, например, типы усольский (10), усть-кутский (11), вологодский (12) и др. (табл. 13) хлоридного натриевого состава могут быть использованы для добычи поваренной соли. В прошлом для добычи поваренной соли использовались и воды старорусского типа (8). Типы нальчикский (28), чартакский (30) и др. — соленые и рассольные воды хлоридного кальциевонатриевого состава содержат часто в промышленных концентрациях бром, иод и бор. Большой интерес представляют высококонцентрированные рассолы хлоридного кальциевого состава — типы парфеновский, осинский и др., содержащие постоянно в высоких концентрациях бром, калий, стронций и часто рубидий, цезий и др. Углекислые воды разных типов могут быть использованы для добычи углекислого газа. Некоторые типы углекислых вод содержат в промышленных концентрациях бор — джувльфинский тип и др.

Челекенский тип вод характеризуется не только высоким содержанием иода, брома, бора, но и высокой металлоносностью.

На территории СССР промышленные подземные МВ разного состава имеют широкое распространение [77]. Иодные, бромные, иодобромные, бромкалиевые промышленные воды распростра-

нены преимущественно в пределах третьей провинции МВ. Рассматривая их размещение в региональном плане, можно отметить следующие особенности.

Европейская артезианская область (Прибалтийский, Московский, Северодвинский, Днепровско-Донецкий и другие бассейны) характеризуется преимущественным распространением в глубоких частях бассейнов бромных и бромкалиевых соленых вод и рассолов усольского, вологодского, моршинского и других типов. Рассолы эти связаны с карбонатными и терригенными толщами палеозойского возраста, содержащими пласты гипса и ангидрита и реже каменной соли. Рассолоносные горизонты обычно залегают на глубине 500—600 м и более; дебиты скважин малые и средние, реже большие — до 70 л/сек. Ресурсы некоторых ММВ значительные. Так, например, по В. В. Селадьиной, для МВ Старой Руссы они оцениваются по категориям $A + C_1$ в 420 л/сек [191]. Наиболее благоприятны для эксплуатации промышленных вод западные и центральные районы Волго-Камского бассейна.

Западно-Сибирская артезианская область представлена Западно-Сибирским (Приобским) артезианским бассейном и бассейнами-«спутниками» Тобольским, Иртышским, Барнаульским и др. В Западно-Сибирской артезианской области распространены преимущественно иодные (Тюменское ММВ) и иодобромные хлоридные натриевые соленые воды нальчикского типа. Они вскрыты здесь многочисленными скважинами в песчано-глинистых отложениях мелового и юрского возраста на глубинах от 500 до 2000 м и более. Дебиты скважин от 4—20 до 1000 м³/сутки и более [220]. Слабые рассолы имеют ограниченное распространение и сосредоточиваются на сравнительно небольшой площади в центральной, глубокой части бассейна.

Отличительными особенностями Западно-Сибирской области являются небольшая бромность и повышенное содержание иода; отсутствие рассолов с концентрацией свыше 80 г/кг; незначительная сульфатность вод.

Восточно-Сибирская артезианская область состоит из нескольких артезианских бассейнов — Ангаро-Ленского сложного, Якутского, Тунгусского и др.

В южных и западных районах Восточно-Сибирской области региональное распространение имеют высококонцентрированные рассолы хлоридного кальциевого состава [парфеповский (32), осинский (52)], обогащенные повсеместно бромом, бором, калием, стронцием и другими компонентами. Эти рассолы приурочены к межсолевым горизонтам нижнекембрийских галогенно-карбонатных толщ и к подстилающим их карбонатно-терригенным отложениям верхнего докембрия. Они вскрыты скважинами на глубинах 500—4000 м. Эксплуатация этих рассолов встречает большие трудности вследствие незначительной водообильности рассолоносных горизонтов, низкого положения статических уровней и весьма высокой минерализации рассолов. Последнее

обуславливает кольматацию при откачках водоносных горизонтов и стволов скважин.

Восточные звенья Бореального пояса артезианских бассейнов — Охотская и Беринговоморская артезианские субмаринные (в основном) области в отношении промышленных вод не изучены. Имеются лишь скудные указания на повышенные содержания иода и редко брома, удовлетворяющее кондициям на эти компоненты для промышленно ценных вод; приурочены эти МВ к кайнозойским водоносным комплексам.

Средиземноморский пояс артезианских бассейнов представляет несомненный интерес в отношении иодных и бромных промышленных вод, месторождения которых имеются на занимаемой им территории.

Черноморская артезианская область, в состав которой входят Причерноморский, Приазовский артезианские бассейны на севере и система небольших предгорных бассейнов Кавказа с крупным Рионским межгорным бассейном на востоке, характеризуется широким распространением иодных вод. Они связаны в основном с песчано-глинистыми толщами известняков юры, мела, палеогена и неогена. Типы промышленных вод преимущественно нальчикский, чартакский.

Водоносные горизонты промышленных иодных (и иодобромных) вод залегают здесь на глубинах 500—1000 м и более. Дебит скважин малый, средний и большой — до 35 л/сек. По составу преобладают хлоридные натриевые и кальциевонатриевые соленые воды и слабые рассолы; содержание иода 1—120 мг/л и брома 10—550 мг/л. На северо-востоке Приазовского бассейна содержание иода до 40—50 мг/л и более.

Арало-Каспийская артезианская сложная область охватывает Северо-, Средне- и Южно-Каспийский артезианские бассейны, а также многочисленные бассейны Приаралья — Сырдарьинский, Амударьинский и др. Область характеризуется крайне неоднородным строением и большой пестротой содержания иода и брома в ее промышленноценных водах. Наиболее крупными и перспективными для освоения ММВ промышленного значения являются Западно-Туркменское и Прикуруинско-Алшеронское иодобромных вод. Некоторые данные о содержании в рассматриваемых артезианских бассейнах иода, брома и калия приведены в табл. 23.

В Курило-Камчатской области в районах проявления современного вулканизма на fumarольных полях вулканов формируются своеобразные промышленные воды, обогащенные алюминием и другими металлами (типы головнинский; менделеевский и др.). Широко развитые в этих районах хлоридные натриевые термы паужетского типа местами обогащены бором и другими компонентами. В Кавказской области известны промышленные воды, обогащенные бором, иногда цезием (типы джувльфинский и др.).

Следует отметить также наличие промышленных вод, формирующихся в зоне окисления рудной минерализации (гайский,

Таблица 23

Содержание брома, иода и калия в подземных водах артезианских областей [77]

Артезианские области	Возраст фундамента	Соленосные отложения, возраст	Максимальная минерализация растворов, г/кг	Максимальное количество микрокомпонентов, мг/кг		
				Br	I	K
Восточно-Европейская	Допалеозойский	Галит и каменные соли преимущественно девонские и пермские	334	2000—6200	70	—
Черноморская	На большей части палеозойский, в Причерноморском бассейне—допалеозойский	Соли не известны, гипсы юрские	147	550	120	1 000
Арало-Каспийская	Палеозойский	Галит, калийные соли преимущественно юрские	395	1740	74	20 000
Западно-Сибирская	Палеозойский	Не известны	78	210	50	—
Восточно-Сибирская	Допалеозойский	Каменная соль преимущественно кембрийская, в меньшей степени девонская	418	3000—7000	23	40 000

зубийский и др.). В них содержатся в повышенных количествах такие элементы, как медь (до 1—2 г/кг), цинк (до 0,5—1,5 г/кг) и др.

Особенно большой интерес, по В. И. Дворову, Л. М. Лебедеву и др. [68, 118] представляют металлоносные растворы Челекена.

Глава 14

МИНЕРАЛЬНЫЕ ВОДЫ ТЕПЛОЭНЕРГЕТИЧЕСКОГО ЗНАЧЕНИЯ

Недра нашей страны содержат огромные ресурсы термальных вод, которые в ряде районов с успехом используются в теплоэнергетических целях. В настоящее время довольно хорошо изучены закономерности распространения термальных вод на территории СССР [11, 25, 87, 126 и др.]. Для ряда перспективных районов предложены рациональные комплексные схемы использования термальных вод и на отдельных объектах (Паужетка, Паратунка — на Камчатке, Махачкала, Тбилиси — на Кавказе, и др.) начата их эксплуатация.

Термальные воды энергетического значения распространены в разных провинциях минеральных вод. Они весьма разнообразны по физико-химическим свойствам и условиям их использования. В первой провинции термальные воды, пригодные для теплоэнергетических целей, наиболее широко развиты в Восточно-Камчатской и Курильской гидроминеральных областях, характеризующихся проявлениями современного вулканизма. Особый интерес представляют здесь высокотермальные (температура до 200—250° С и более) хлоридные воды паужетского типа, широко развитые в вулканогенных супербассейнах, залегающих на артезианских и адартезианских структурах вблизи действующих вулканов.

На базе терм Паужетского месторождения на Камчатке уже функционирует геотермальная электростанция мощностью 5 Мвт [87, 157]. На юге этого же района на Кошелевском месторождении парогидротерм (паужетского типа) возможна постройка геотермальной электростанции мощностью более 75 Мвт [87]. Крупными ресурсами высокотермальных вод паужетского типа обладает Узоно-Семячинский геотермальный район на Восточной Камчатке. Тепловая мощность его в естественных условиях около 140 тыс. ккал/сек, здесь возможно строительство геотермальных электростанций мощностью 150 Мвт [87]. На Курильских островах (о. Кунашир) разведочными работами на месторождении парогидротерм Горячий Пляж установлено, что запасы парогидротерм паужетского типа вполне достаточны для строительства

геотермальной электростанции; здесь может быть получено не менее 200 кг/сек пароводяной смеси [87].

Кроме того, на Восточной Камчатке и Курильских островах для теплоэнергетических целей могут быть с успехом использованы и другие типы термальных вод, например хлоридно-сульфатные натриевые азотные термы большеречинского типа на Паратунском месторождении. Здесь работает опытная геотермальная установка мощностью 750 квт с использованием промежуточного низкокипящего носителя (фреона-12); термальные воды используются для обогрева теплиц, бани, бассейна и Паратунского санатория. На Начикинском месторождении термальные хлоридно-сульфатные натриевые воды большеречинского типа применяются для отопления санаторного комплекса [87].

Прогнозные ресурсы теплоэнергетических МВ Камчатки и Курильских островов составляют около 8 м³/сек, в том числе вод паужетского типа с температурой на изливе 100—200° С — 5 м³/сек. Термальные углекислые воды, развитые в первой провинции Большого и Малого Кавказа, на Памире и в других регионах, вследствие интенсивного выпадения из них травертинов и обычно небольших ресурсов (до 10—15 л/сек) могут быть лишь ограниченно использованы для теплоэнергетических целей. При этом наиболее эффективным методом борьбы с интенсивным выпадением травертинов является устройство подземных теплообменников.

В пределах второй провинции МВ — азотных термальных трещинно-жилвных вод складчатых областей (Чукотской, Сихотэ-Алинской, Буреинской, Хэнтэйской, Байкало-Чарской, Памирской и др.) — общие ресурсы термальных вод, пригодных для теплоэнергетических целей, составляют около 4 м³/сек [127]. Наиболее значительными запасами термальных вод обладает Байкало-Чарская область. Здесь известны месторождения высоко-температурных (70—80° С на изливе) вод сульфатного натриевого состава (типы горячинский, аллинский и др.) и гидрокарбонатного натриевого состава (типы кульдурский, быльринский и др.) с суммарными дебитами до 20—50 л/сек.

На базе Питателевского ММВ близ г. Улан-Удэ с 1969 г. функционирует теплопарниковое хозяйство, полностью отапливаемое за счет гидротерм и снабжающее г. Улан-Удэ свежими овощами. Водозабор для теплиц оборудован тремя скважинами с температурой воды 60—70° С. Здесь же намечается строительство крупного Питателевского курорта с отоплением за счет термальных вод. Прогнозные запасы Питателевского месторождения гидротерм 70—75 л/сек [121].

Перспективными для использования подземного тепла являются межгорные артезианские бассейны байкальского типа — Баргузинский, Байкальский, Тунгинский. Термальные воды (37—66° С) вскрыты здесь на глубинах 1,5—2 км и более. На поверхности фундамента, в основании артезианских бассейнов

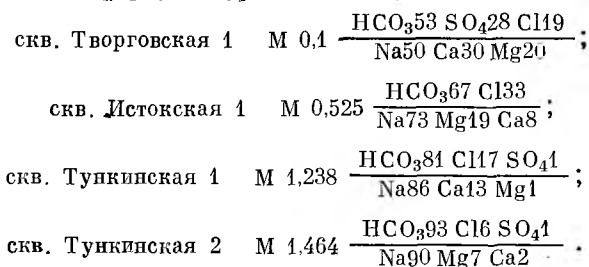
температура вод отвечает эпитермам и протогипертермам (табл. 24). Дебит скважин самоизливом до 10 л/сек. Наряду с использованием тепла гидротерм попутно может извлекаться метан. В с. Исток скв. 5 вскрыла термальные воды на глубине 2859—2906 м с температурой 75° С на изливе и дебитом 2,25 л/сек; вода использовалась для обогрева парниково-тепличного хозяйства.

Т а б л и ц а 24

Сведения о горячих водах артезианских бассейнов Байкало-Чарской гидротермальной области второй провинции, по П. С. Ломоносову и С. В. Лысак [121]

Артезианский бассейн	Скважина	Глубина залегания фундамента от поверхности, м	Измерение температуры		Температура на поверхности фундамента, °С	Дебит, л/сек
			h, м	t, °С		
Баргузинский	Баргузинская 1	1402	1330	31	40,3	—
Байкальский	Творговская 1	1808	1824	37,8	37,0	2
	Степной дворец	5000	2134	50,2	127,7	—
	Источкая 1	2855	2080	66,2	89,7	2,5
Тункинский	Тункинская 1	1000	1000	52,8	52,8	8
	Тункинская 2	3000	2000	52,9	85,1	0,31

Состав воды по формуле Курлова:



Помимо артезианских терм в Байкало-Чарской области могут использоваться трещинно-жильные гидротермы, выходящие на поверхность в виде источников: Чарского, Муйского, Муяканского, Пурелагского, Горячинского, Аллинского, Гарчикского. Дебит термальных вод Прибайкалья не менее 2 м³/сек [121].

Особенно большой практический интерес представляют Цининские термы Баунтовского района. Их температура на месте вы-

хода 81° С, дебит более 50 л/сек. На базе этих источников может быть создан крупный тепличный комбинат для снабжения овощами Баунтовского района [121]. Азотные термы второй провинции используются для теплофикации на многих курортах СССР (Кульдур, Горячинск, Талая, Уш-Белдир и др.).

Наиболее крупные ресурсы МВ, пригодных для теплоэнергетических целей, сосредоточены в пределах третьей провинции минеральных вод. По данным Б. Ф. Маврицкого, Б. А. Локшина, А. В. Вольфенфельда [127], общее количество прогнозных запасов термальных вод, пригодных для теплоэнергетического использования, в пределах третьей провинции составляет около 240 м³/сек. Большая часть этих ресурсов (178 м³/сек) термальных вод приурочена к Западно-Сибирской области. Основными водоносными комплексами, содержащими здесь термальные воды (карачинского, нальчикского и ряда других типов), является апт-альб-сеноманский и неокомский [87].

Данные о прогнозных запасах термальных вод с различной минерализацией в южной части Западно-Сибирской области приведены в табл. 25.

Т а б л и ц а 25

Прогнозные запасы термальных вод южной части Западно-Сибирской артезианской области

Зона минерализации, г/л	Прогнозные запасы, м ³ /сек	Температура на изливе, °С
Апт—сеноман		
До 1	4,6	35—40
1—3	9,1	35—40
3—10	18	40—45
10—20	54,0	40—45
Неоком		
До 1	3	40—60
1—3	2,4	40—60
3—10	4,3	40—75
10—25	26,6	40—75

Б. Ф. Маврицким, Б. А. Локшиным и А. В. Вольфенфельдом рассчитаны возможные запасы водозаборов, располагающихся в наиболее важных для будущего освоения районах Западной Сибири (табл. 26). При этих расчетах принимался условный стандартный водозабор площадью 25 км², состоящий из 5 скважин; величина пьезопроводности принималась равной 10⁵ м²/сутки, время эксплуатации 10⁴ суток, понижение 100 м.

Т а б л и ц а 26

**Прогнозные запасы термальных вод
отдельных водозаборов
в Западно-Сибирской артезианской
области [87]**

Местоположение водозабора	Прогнозный расход водозабора, $10^4 \text{ м}^3/\text{сутки}$	Ожидаемая температура на изливе, °С
Апт—сеноман		
Тара	2,5	35—40
Колпашево	2,0	40
Ишим	0,6	35—40
Купино	2,8	35—40
Неоком		
Колпашево	1,0	65—70
Тара	1,0	60—65
Тобольск	0,8	65—70

Термальные воды Западно-Сибирской области имеют обычно напоры, значительно превышающие глубину их залегания от поверхности земли. Расходы скважин при самоизливе достигают 10—25 л/сек. Потенциальные запасы термальных вод, которые можно освоить, составляют, по расчетам Б. Ф. Маврицкого, Г. К. Антоненко [124], 150 млн. Гкал/год, что равноценно сжиганию 25—30 млн. т условного топлива.

Крупными ресурсами теплоэнергетических МВ обладают Черноморская и Арало-Каспийская области. Прогнозные запасы их достигают 32 м³/сек [87].

Термальные воды этих областей заключены в водоносных комплексах, начиная с апшеронских отложений и кончая юрскими, но наиболее распространены водоносные комплексы нижнего и верхнего мела. Последние протягиваются вдоль Черноморского побережья.

Верхнемеловой комплекс сложен в основном мергельно-известняковыми и меловыми породами мощностью 200—400 м. В Крыму эти отложения содержат метановозотные хлоридные натриевые термальные воды с температурой на глубине пласта 60—85° С и минерализацией до 30 г/л (типы евпаторийский, нальчикский и др.). В районе Саки — Евпатория скважинами с глубины 754—890 м из отложений нижнего мела получены самоизливающиеся воды с температурой 36—43° С, расходами 7—29 л/сек, минерализацией 3—13 мг/л; состав вод — от хлоридно-гидрокарбонатного натриевого до хлоридного натриевого.

В Предкавказье самоизливающиеся термальные воды водоносных комплексов мезозоя и кайнозоя обладают высокой минерализацией — от 10—15 до 100 г/л и более. Преобладают метановые

хлоридные натриевые воды [типы нальчикский (28), чартакский (30) и др.]. В сарматском комплексе в Кубанском и Терском прогибах встречаются воды с температурой до 75° С. Вода караганчокракского водоносного комплекса в погруженных структурах имеет температуру более чем 100° С. Наиболее нагретые воды можно встретить в Терском и Кубанском прогибах, где мощность комплекса достигает 600—1400 м. Дебиты при самоизливе 20—27 л/сек. Воды преимущественно пресные и слабосоленые. Состав их азотный и метановый, сульфатно-гидрокарбонатный, гидрокарбонатный, хлоридный натриевый (типы сакский, махачкалинский и др.).

Нижнемеловой водоносный комплекс мощностью 100—500 м содержит наиболее нагретые воды (типы нальчикский и др.). Во многих глубоких скважинах зафиксирована температура свыше 100° С, а на Прасковейской площади на глубинах 3159—3169 м — 171° С. В Ровенской скважине температура воды с глубины 2294—2298 м на изливе равнялась 99, в Нальчикской с глубины 2294—2395 м — 80, в Нагутской с глубины 1374—1397 м — 54, в Кавминводской с глубины 1376—1426 м — 50° С.

Термальные воды в Каспийской области эксплуатируются в городах Махачкала, Грозный, Кизляр, Хасавюрт и др. Опыт эксплуатации термальных вод в г. Махачкала показал, что при суммарном дебите скважин 10 000 м³/сутки общая фактическая экономия на отопление составляет 50 000 руб. в год [87].

Довольно значительные ресурсы термальных вод (около 3,5 м³/сек) имеются в Рионском артезианском бассейне [87]. Здесь в карбонатных толщах верхнего мела многими скважинами на глубинах обычно 700—3000 м вскрыты сульфатные кальциевые азотные термы с минерализацией до 1—2 г/л (цайшинский тип), температурой 80—100° С. Дебиты скважин 30—50, реже 60—100 л/сек. Эти воды, несомненно, найдут широкое применение для целей теплофикации. В г. Зугдиди уже начата их эксплуатация.

Значительные ресурсы (до 3 м³/сек) термальных вод сосредоточены в Курионском артезианском бассейне. Основные водоносные горизонты бассейна приурочены к отложениям апшерона, акчагыла и плиоцена. Воды медиальных бассейнов Апшеронской артезианской области по данным анализа геотермических исследований имеют температуру подземных вод 70—80° С на глубине 2100—2300 м и более, но обладают преимущественно высокой минерализацией.

Закаспийский (Западно-Туркменский) артезианский бассейн характеризуется высоконапорными термальными водами палеогеновых и неогеновых отложений. На площадях Окарем, Монжуклы, Кум-Даг, Боя-Даг расходы термальных вод при самоизливе значительны. Воды эти содержат высокие концентрации иода и брома и могут, следовательно, рассматриваться как сырье для комплексного использования — промышленного и термоэнергетического.

В Южно-Таджикской артезианской области сосредоточены довольно значительные ресурсы (до 2 м³/сек) термальных вод. При этом в Сурхандарьинском и Вахшском артезианских бассейнах этой области разведочными скважинами глубиной 1—1,5 км в верхнемеловых отложениях вскрыто несколько водоносных горизонтов, давших самоизливающуюся МВ с температурой 37—60° С. Минерализация воды 80—200 г/л.

В Душанбинском артезианском бассейне вскрыты термальные воды до 50° С и более в палеогеновых, меловых и юрских водоносных горизонтах. Воды высоконапорные, самоизливающиеся соленые и рассольные. Они могут быть использованы для теплофикации, бальнеологии и химической промышленности (йод, бром, бор). Дебиты отдельных скважин до 700 м³/сутки.

В Ферганском артезианском бассейне ресурсы термальных вод составляют до 2 м³/сек и приурочены к мезозойским и палеогеновым водоносным горизонтам. В Илийском артезианском бассейне в четвертичных отложениях скважинами были вскрыты пресные и слабосоленоватые воды с температурой 21—30° С. В г. Алма-Ата с глубины около 2 км были выведены пресные воды с температурой 58,7° С и дебитом при самоизливе 0,4 л/сек. Палеогеновый водоносный комплекс содержит здесь термальные (78° С) соленые (37—55 г/л) хлоридные натриевые воды.

В меловых отложениях Джаркентского артезианского бассейна на глубине 2680—2730 м скважиной были получены самоизливающиеся воды с дебитом 46 л/сек, температурой 96° С и минерализацией 0,9 г/л. Вода хлоридная натриевая. В другой скважине с глубины 1400—1450 м получен самоизлив воды с дебитом 60 л/сек, температурой 47° С, минерализацией 0,35 г/л. Состав воды гидрокарбонатный натриевый.

Практический интерес представляют также термальные воды артезианских межгорных бассейнов Байкало-Чарской области второй провинции (воды Тункинского, Баргузинского, Байкальского бассейнов).

МЕТОДИКА ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ МИНЕРАЛЬНЫХ ВОД

Глава 15

ОБЩИЕ МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ МИНЕРАЛЬНЫХ ВОД

С помощью гидрогеологических исследований выявляют месторождения (скопления) МВ, качественную и количественную характеристику их и устанавливают способы рациональной эксплуатации. Под месторождениями понимаются пространственно оконтуриваемые скопления (залежи) воды определенного состава и свойств, отвечающие установленным кондициям, в количествах, достаточных для экономически целесообразного их использования [144]. Скопления МВ приурочены к бассейнам как грунтовых, так и межпластовых и трещинно-жильных напорных подземных вод. При исследовании всесторонне изучаются гидрогеологические условия месторождений, их формы и размеры, генезис МВ, разрабатываются наиболее эффективные методы эксплуатации.

Г. С. Вартамян и Л. А. Яродкий [35] считают, что при типизации месторождений для целей разведки целесообразно в первую очередь учитывать структурно-гидродинамические показатели. Именно структурные и гидродинамические условия конкретных месторождений определяют основные задачи, направление, объемы и методику разведки. В соответствии со структурно-гидродинамическими условиями территории, физико-химическими особенностями подземных МВ и, как следствие, особенностями проведения поисково-разведочных работ эти авторы выделяют 6 характерных типов месторождений (рис. 4).

Т и п — пластовые месторождения платформенных артезианских бассейнов. Характерные черты: значительные площади распространения МВ, высокие избыточные напоры, достигающие нескольких десятков метров и обеспечивающие самоизлив этих вод. Химический состав отбираемых при эксплуатации МВ в большинстве случаев остается постоянным. При разведке такого типа месторождений следует применять бурение, откачки (выпуски), глубинные опробования, методы термометрии, каротаж. Эксплуатационные запасы МВ этих месторождений (при условии значительной удаленности водозаборного сооружения от границы некондиционных вод) можно оценивать гидродинамическими методами.

II тип — пластовые месторождения предгорных и межгорных артезианских бассейнов и артезианских склонов. Характерные черты: весьма высокие избыточные напоры, часто достигающие сотен метров, малая стабильность при откачке. Для оценки эксплуатационных запасов чаще используется гидравлический метод, чем гидродинамический.

III тип — месторождения артезианских бассейнов и склонов, связанные с зонами разгрузки глубинных МВ из фундамента

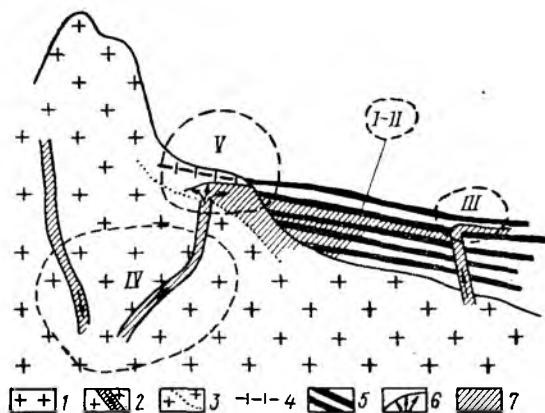


Рис. 4. Взаимосвязь различных типов месторождений минеральных вод, по Г. С. Вартаяну и Л. А. Яроцкому.

1 — монолитные породы; 2 — разрывные нарушения (зона фильтрации минеральных вод); 3 — граница зоны элювия; 4 — уровень грунтовых вод; 5 — водоносные горизонты и водоупоры; 6 — купол минеральных вод и направление их движения; 7 — месторождения минеральных вод. Римские цифры — типы месторождений.

бассейна в вышележащие напорные водоносные горизонты. Эти месторождения имеют общие черты с месторождениями V типа. Отличительные особенности: упруго-водонапорный режим, нередко весьма высокая газонасыщенность и температура МВ.

IV тип — месторождения трещинно-жильных водонапорных систем. Довольно распространенная группа месторождений. Для выявления водоносных трещинных зон бывает необходимо проведение широкого комплекса работ с применением геофизических исследований. Подсчет эксплуатационных запасов МВ производится гидравлическим способом.

V тип — месторождения, приуроченные к зонам разгрузки напорных потоков в бассейне грунтовых вод. Месторождения широко распространены в пределах массивов магматогенных и метаморфических пород, где в верхней элювиальной трещинной зоне обычно сосредоточены пресные грунтовые потоки, в которые по тектоническим нарушениям разгружаются минеральные воды.

Внедрение в водоносные горизонты глубоких МВ приводит к формированию устойчивого во времени гидродинамического купола.

Разведка месторождений III и V типов наиболее сложна и требует проведения комплекса исследований с привлечением методов геофизической разведки, гидрогеологических опытных работ (включая глубокие опробования), гидрогеохимического анализа и др.

VI тип — месторождения грунтовых минеральных вод. Месторождения связаны с зонами выветривания магматогенных, метаморфических или карстующихся массивов. Характерные черты: преимущественно небольшие площади распространения кондиционных МВ, сравнительно ограниченные их эксплуатационные запасы и нередко существенные изменения в составе МВ в процессе эксплуатации. Разведка ведется как на обычные грунтовые воды.

При поисках и разведке ММВ артезианских бассейнов следует всегда учитывать сложную гидрохимическую и гидротермическую структуру этих бассейнов. Необходимо различать бассейны: пресных вод; лечебных минеральных вод, содержащих специфические и другие компоненты согласно принятым в бальнеологии нормам (табл. 10); промышленно ценных минеральных вод, удовлетворяющих нормам минеральных промышленных вод (табл. 11), термальных вод, удовлетворяющих показателям технической возможности использования термальных вод в народном хозяйстве (табл. 12). Обычно размещение бассейнов пресных, лечебных, промышленных вод подчиняется законам химической зональности артезианских бассейнов. Бассейн термальных вод накладывается на предыдущие.

В пределах каждого бассейна могут быть выявлены поисками и оценены разведкой ММВ разного назначения: лечебных, промышленных, теплоэнергетических. Кроме того, в артезианском бассейне выделяется нефтегазоносный бассейн со свойственными ему месторождениями нефти и газа.

Г. С. Вартамян и Л. А. Яроцкий подчеркивают некоторую условность в проведенной ими типизации ММВ, поскольку в природных условиях трудно провести границу между выделенными типами. Так, например, месторождения V типа обычно являются краевыми частями месторождений трещинно-жильного типа (IV тип), а месторождения III типа могут сочленяться с месторождениями II или I типов и наоборот.

Общие задачи поисковых и разведочных работ: выявление ММВ при поисках, подсчет эксплуатационных запасов МВ и определение оптимального режима эксплуатации месторождения с учетом требований охраны от порчи и истощения. Объем работ по решению этих задач зависит от геолого-структурных и гидрогеологических условий изучаемого месторождения, а также от заданной потребности в МВ. При его определении должны учитываться

требования ГКЗ к разведке и изученности месторождений подземных вод.

Гидрогеологические исследования ММВ проводятся по 3 стадиям: поисковой, предварительной разведки и детальной разведки. Иногда возникает необходимость в четвертой стадии — эксплуатационной разведке. Стадии отличаются как содержанием гидрогеологических задач, подлежащих решению, так и степенью детальности исследований и применяемых видов геологоразведочных работ.

Поисковые работы в соответствии с целевым заданием могут быть направлены на выявление [36]: 1) ММВ любого типа, в районах, где они пока не известны, но имеется потребность в бальнеологическом лечении или в различных областях народного хозяйства; 2) ММВ определенного типа; 3) новых месторождений (участков, площадей) МВ в районе уже эксплуатируемого месторождения, не обеспечивающего потребность в этой воде.

Направление, объем и методика поисковых работ определяются характером геологического строения, гидрогеологических условий и предполагаемым типом месторождения в районе поисков. Поэтому для решения поставленных вопросов на стадии поисков производится обстоятельный анализ геологических и гидрогеологических материалов. На территориях развития пластовых водонапорных систем целенаправленная обработка этих материалов является основным видом поисковых исследований, который завершается составлением проекта буровой скважины на заданном участке. Для точного определения местоположения зоны МВ иногда необходима постановка детальной геологической съемки, структурно-картировочного бурения, геофизических и других исследований.

В районах, где МВ пользуются локальным распространением, требуется проведение специальных поисковых работ. Последние могут включать рекогносцировочное обследование территории, сопровождаемое химическим опробованием источников, опробование газопроявлений, гидрохимические, газовые, термометрические и эманацционные съемки, электроразведывание, профилирование и прочее, а также дешифрирование космических фотоснимков [36, 78]. Поиски новых ММВ в районе уже эксплуатируемого месторождения основываются обычно на принципе сопоставления и аналогии. Применяются геофизические, термометрические, гидрогеохимические и другие виды исследований. На выявленных участках проводится поисково-разведочное бурение.

Главная цель предварительной разведки заключается в выяснении особенностей структуры месторождения, его оконтуривании, изучении гидрогеологических условий и определении характера взаимосвязи между отдельными водоносными горизонтами. Основными видами работ на стадии предварительной разведки являются: 1) детальные геологические и гидрогеологические съемки района месторождения и специальные крупномасштаб-

ные съемки на территории самого месторождения; 2) разведочное бурение; 3) опытные гидрогеологические исследования, изучение химического состава минеральных и других вод месторождения. Основными разведочными выработками на стадии предварительной разведки являются буровые скважины, при помощи которых получают исходные данные для решения многих гидрогеологических вопросов.

Детальная разведка проводится на месторождениях или отдельных участках для подсчета запасов МВ по промышленным категориям и передачи месторождения в эксплуатацию. В результате детальной разведки уточняются структура месторождения и гидрогеологические условия отдельных участков, определяются основные гидрогеологические параметры (коэффициенты фильтрации, эффективные мощности водоносных горизонтов и зон, напоры и др.). Основными видами работ на стадии детальной разведки являются разведочное и разведочно-эксплуатационное бурение, гидрогеологические исследования, наблюдения за режимом минеральных и других вод месторождения.

Эксплуатационная разведка проводится на месторождении с утвержденными запасами для перевода ранее полученных запасов МВ в более высокие категории. В результате проводимых геологоразведочных работ составляются карты и разрезы (геологические, гидрогеологические и др.) на соответствующей топографической основе. Масштабы карт определяются стадией исследований. На поисковой стадии надо располагать топографическими картами в масштабе $1 : 200\ 000$ — $1 : 25\ 000$, на стадиях разведки масштабы должны быть крупнее: $1 : 10\ 000$ — $1 : 2000$. Территории сложного строения должны обеспечиваться топоосновой $1 : 5000$ — $1 : 2000$. Масштаб $1 : 10\ 000$ более приемлем для спокойных геолого-структурных и гидрогеологических условий.

Основными видами исследований ММВ являются: 1) разведочное бурение скважин и их опробование; 2) гидрогеологические исследования на скважинах и других выработках; 3) гидрогеологическая, гидрохимическая, эманационная, термометрическая съемки и опробование; 4) наблюдения за режимом подземных вод; 5) геофизические исследования; 6) гидрогеохимические исследования.

Наиболее полную и разностороннюю информацию о ММВ получают с помощью разведочных скважин. В зависимости от поставленных задач выделяют следующие виды бурения [35, 36, 144]: 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; 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 1 км; 4) бурение глубоких опорных структурных скважин с глинистым раствором роторным или турбинным способом для установления геологического строения крупных территорий и оценки перспектив вскрытия тех или иных глубоко залегающих МВ и рассолов.

Эксплуатационные скважины закладываются специально, хотя в некоторых случаях под них можно переоборудовать разведочные скважины со сравнительно небольшими затратами. Расположение и количество эксплуатационных скважин должно быть таким, чтобы можно было выключить некоторые из них для ремонта и прочистки. Одновременно необходимо выбрать места для заложения наблюдательных скважин, с тем чтобы иметь возможность следить за положением «фронта» между минеральными и пресными водами и своевременно отмечать нежелательные явления в режиме МВ.

При гидрогеологических исследованиях, в том числе при разведке МВ, приобретает большое значение математическое моделирование на аналоговых вычислительных машинах типа ЭГДА, ЭИ, УСМ, МСМ и др. На каждом этапе программируется и задается на машине сумма сведений, накопленных к данному моменту. Это позволяет корректировать работы и наиболее рационально размещать скважины на площади разведваемого месторождения.

Гидрогеологические исследования на ММВ включают [36]: 1) наблюдения в процессе бурения скважины; 2) поинтервальные откачки и глубинные опробования; 3) пробные и опытные откачки (или выпуски) в сочетании с глубинными опробованиями; 4) массовые глубинные гидрохимические опробования скважин, применяемые для расшифровки структурно-гидродинамических особенностей месторождения, а в некоторых случаях и его запасов; 5) длительные опытно-эксплуатационные откачки или выпуски (как правило, из одной, реже из нескольких скважин) для непосредственного определения эксплуатационных запасов месторождения или участка.

Комплекс наблюдений при бурении скважин на МВ примерно такой же, что и на пресные. Исследуется состав проходимых пород, шлама, ведутся наблюдения за балансом глинистого раствора, химического состава промывочной жидкости и т. п. При вскрытии МВ с высокой упругостью газов возможны неожиданные выбросы, для предотвращения которых необходимо оборудовать устье скважин противовыбросной арматурой — превенторами.

Пробные откачки проводятся с целью получения данных о фильтрационных свойствах пород в прискважинных зонах на отдельных участках месторождения и между ними, об ионно-солевом и газовом составе МВ, о его изменении в зависимости от интенсивности водоотбора. В процессе проведения откачек наблюдают за динамическим уровнем, дебитом и температурой воды, а также дебитом газа. Длительность пробных откачек определяется 3—6

бригадо-сменами, причем наибольшие сроки откачки (до 2 суток) целесообразно предусматривать на месторождениях, где предполагается, что скважины могут вскрывать несколько гидравлически связанных зон, содержащих воды различного состава.

Опытные откачки проводятся для выяснения зависимости производительности скважины от понижения уровня, а также степени устойчивости химического состава МВ при разной интенсивности отбора. Продолжительность этих откачек не менее 3 суток на каждую ступень понижения. Наиболее длительные опытные работы связаны с оценкой запасов МВ гидравлическим методом, при этом они приобретают характер опытно-эксплуатационных.

Для месторождений сложного (III или V) типа МВ, а в некоторых случаях месторождений трещинно-жильного типа предусматриваются откачки в 3 понижения (от меньшего к большему) общей продолжительностью до 10 суток, а в некоторых случаях и более. В конце каждого понижения отбираются пробы на сокращенный анализ, а в конце откачки — на полный химический анализ воды и газа.

При вскрытии высоконапорных МВ скважины оборудуются герметичными оголовками, снабженными манометрами. Значения понижений регистрируются по показаниям манометров.

Для получения неискаженных данных следует обязательно применять так называемые массовые глубинные опробования — с помощью глубинных пробоотборников, которые позволяют получать гидрохимическую информацию, соответствующую естественным условиям опробуемой зоны. Методы отбора глубинных проб воды подробно описаны в соответствующей литературе [104, 186].

Для выявления участков локализации МВ применяются детальные гидрогеохимические, газовые, термометрические и эманационные съемки. Такие исследования целесообразно проводить на месторождениях, представляющих собой очаг разгрузки МВ, скрытый рыхлыми аллювиальными, делювиальными и элювиальными образованиями.

Принцип проведения подобного рода съемок заключается в заложении на исследуемой территории густой сети неглубоких скважин или шурфов, из которых отбираются пробы воды на химические определения. Если воды термальные, ведется одновременно гидрогеотермическая съемка. Газовая съемка применяется в тех случаях, когда МВ насыщены газами (CO_2 , CH_4). Определяется содержание газов в воде и почвенном воздухе. При наличии радоновых вод применяют эманационную съемку. Методика газовой и эманационной съемок описана в соответствующих работах [199, 210].

На каждом исследуемом месторождении наблюдения за режимом минеральных и других подземных (иногда и поверхностных) вод должны составлять важную и существенную часть в общем комплексе проводимых разведочных работ. Режимные наблюдения

рационально организовать в самом начале гидрогеологических исследований. В результате этих наблюдений устанавливают характер изменений химического и газового состава, температуры, радиоактивности (на месторождениях радоновых вод), напорных уровней, расходов в отдельных участках. Режимные наблюдения продолжают и на эксплуатируемом месторождении. Полученные данные часто используются при оценке технического состояния разведочных и эксплуатационных скважин. Методика ведения режимных наблюдений освещена в ряде работ [170, 223].

Одним из важнейших видов работ по изучению ММВ являются гидрогеохимические исследования. Оценка качества МВ может быть дана на базе ее полного химического анализа с определением макрокомпонентного, микрокомпонентного, газового состава, содержания органического вещества, радиоактивности, рН, Eh, температуры. Химический и газовый состав воды отражает геохимическую обстановку, в которой она сформировалась. Следовательно, гидрогеохимические сведения позволяют решать сложные вопросы происхождения МВ. Дополнительную информацию для этих целей могут дать микробиологические, петрографические и минералогические анализы.

Привлекаются различные методы химического анализа: колориметрический, хроматографический, спектральный, полярографический и др. Для решения генетических вопросов исследуют изотопный состав водорода, кислорода, серы, углерода и других элементов. Уделяют серьезное внимание гидрохимическому режиму. Данные об изменении химического состава МВ во времени сопоставляют с колебаниями ее температуры и дебита. Гидрохимическими исследованиями охватываются все водоносные горизонты ММВ.

Важным компонентом МВ являются газы. В отличие от пресных изучение лечебных вод должно сопровождаться обстоятельным анализом их газового состава. Поэтому отбирают пробы растворенного и свободного газа, определяют в них содержание окиси углерода, сероводорода, азота, кислорода, метана и тяжелых углеводородов. Измеряют упругость газов и определяют количество растворенного и спонтанного (свободно выделяющегося) газов. Присутствие тех или иных газов в воде зависит от окислительно-восстановительных условий обстановки ММВ. В некоторых случаях определяют содержание таких редких газов, как аргон и гелий. По соотношению между гелием и аргоном (формулы Савченко, Козлова и др.) судят о возрасте МВ. Выясняют также генезис самих газов, и в этом отношении оказывает помощь изотопный состав серы (генезис H_2S), углерода (генезис CO_2), редких газов и др.

Микробиологические исследования состоят в выяснении состава микроорганизмов, населяющих водоносные горизонты. Как известно, по мере углубления в недра численность бактерий в водах

сокращается и состав их меняется. Пробы МВ отбирают на микробиологический и санитарно-бактериологический анализ.

В широких масштабах изучают радиоактивность МВ. Определяют содержание в воде радона, урана, радия, тория, мезотория. На основании полученных данных устанавливают тип радиоактивной воды (радоновая, радиевая, радонорадиевая и т. п.). Ведут систематический контроль за изменением содержания радона в зависимости от колебания дебита и температуры.

Пробу на полный анализ следует отбирать после того, как будет установлена стабилизация состава воды в процессе откачки или выпуска путем определения содержания отдельных характерных компонентов. На месте отбора проб необходимо определять рН, Eh, сероводород, углекислоту, аммоний, нитрит, нитрат, железо закисное, железо окисное, кислород, гидрокарбонат.

Лабораторные результаты химического анализа вод представляются в ионно-молекулярной форме: содержание ионов — в грамм- и миллиграмм-эквивалентах на 1 л воды, а также в процент-эквивалентах; содержание недиссоциированных молекул — в граммах (миллиграммах) на 1 л воды. Для наглядности полезно изобразить результат анализа МВ в солевой форме.

Содержание отдельных компонентов газового состава обычно приводится в объемных процентах. Поскольку такая форма не характеризует абсолютного содержания газов в воде, часто бывает необходимо иметь данные об абсолютном содержании газовых компонентов, выражаемых в миллилитрах на 1 л воды.

Минеральные источники могут быть газифицированными и не газифицированными. В первом случае отбирают пробы растворенного газа и выделяющегося из источника или скважины спонтанного газа, во втором случае — растворенного. При отборе проб спонтанного газа необходим замер дебита газа и его температуры и дебита воды. Под дебитом понимают количество свободного газа, выделяющегося в единицу времени (литр в секунду или кубический метр в сутки). Замеряют дебит газа или по скорости заполнения сосуда определенной емкости (объемный способ), или различными приборами, описанными в ряде работ [201].

Температуру газа измеряют с целью нахождения поправки на объем газа, установленный при определении дебита (поправка вводится на термическое расширение газа, нужна при точных замерах дебита). Дебит газа определяют для вычисления газонасыщенности, т. е. объем газа, проходящегося на единицу объема воды. Значение газонасыщенности позволяет находить упругость газа, а по значению последней можно вычислить глубину появления свободной газовой фазы в МВ. На больших глубинах газ обычно целиком находится в растворенном состоянии. Дебит МВ находят или объемным способом (при самоизливе скважин или при опробовании родников), или определяют методами опытных откачек и нагнетания [187].

Газопроявление в источнике обнаружить легко, так как газ в виде пузырьков непрерывно или периодически выделяется из воды. По интенсивности газирования можно ориентировочно получить представление о составе газа источника. Так, углекислые источники характеризуются преимущественно значительными дебитами газа, пробы здесь отбираются в течение нескольких минут или секунд. Наоборот, источники, газирующие азотом (акратотермы), отличаются весьма слабыми газопроявлениями, и требуется иногда несколько часов, чтобы отобрать пробу газа.

В случае сильного газопроявления и дебита воды более 1 л/сек из фонтанирующих скважин для отбора пробы спонтанного газа (и замера дебита) применяются так называемые газоотделители самых различных систем [201]. В полевой обстановке для отбора проб растворенного газа чаще всего применяют вакуумный метод В. П. Савченко. Описание вакуумного заполнения бутылки Савченко дано в руководстве В. С. Самариной [187].

Полный анализ газа включает определение следующих компонентов: азота, кислорода, метана, высших гомологов метана (этана, пропана, бутана), углекислого газа, сероводорода, аргона, гелия, иногда водорода и окиси углерода.

Располагая данными о дебите газа и воды газирующего 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, находящийся в единице объема воды (газ приведен к 0°C и давлению 760 мм рт. ст.); p — давление газа над раствором, ат; α — коэффициент растворимости газа в изучаемой жидкости.

Таким образом, упругость газа

$$p = V/\alpha.$$

Общая упругость растворенных газов представляет собой сумму упругостей каждого из компонентов растворенного газа: $p = p_1 + p_2 + p_3 + \dots + p_n$. Так, для аяккалкканских источников в Казахстане [171] дебит газа 0,0011—0,0017, т. е. на 1 л воды выделяется 0,002 л спонтанного газа. Газ почти нацело состоит из азота. Коэффициент растворимости азота в воде источника (при 30°C) 0,013. Следовательно, избыточная упругость в воде газа, которую может создать свободно выделяющийся газ:

$$p = V/\alpha = 0,002/0,013 = 0,15 \text{ ат.}$$

Значит, на глубине 1,5 м газ будет полностью находиться в растворенном состоянии.

В пресной воде, находящейся на глубине 200 м и имеющей температуру 10° С, определены [185] следующие газы (на 1 л воды):

$$V_{\text{CH}_4} = 0,400 \text{ л}; \quad V_{\text{CO}_2} = 0,350 \text{ л}; \quad V_{\text{N}_2} = 0,015 \text{ л}.$$

Коэффициенты растворимости этих газов при 10° С:

$$\alpha_{\text{CH}_4} = 0,037; \quad \alpha_{\text{CO}_2} = 1,02; \quad \alpha_{\text{N}_2} = 0,017.$$

Определим упругость каждого из компонентов газа:

$$P_{\text{CH}_4} = V_{\text{CH}_4} / \alpha_{\text{CH}_4} = 0,400 / 0,037 = 10,81 \text{ ат};$$

$$P_{\text{CO}_2} = V_{\text{CO}_2} / \alpha_{\text{CO}_2} = 0,350 / 1,02 = 0,34 \text{ ат};$$

$$P_{\text{N}_2} = V_{\text{N}_2} / \alpha_{\text{N}_2} = 0,015 / 0,017 = 0,88 \text{ ат}.$$

Общая упругость растворенных газов

$$P = P_{\text{CH}_4} + P_{\text{CO}_2} + P_{\text{N}_2} = 10,81 + 0,34 + 0,88 = 12,03 \text{ ат}.$$

Для выяснения условий формирования МВ исследуется так называемый «ионно-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, и обменные катионы. Масса ионно-солевого комплекса по отношению к массе горной породы в целом чаще всего незначительна, тем не менее этот комплекс играет особую роль как минерализатор внедряющихся в породы пресных вод.

Неподвижные и малоподвижные поровые растворы, пропитывающие толщи пород и не подчиняющиеся силам гравитации (физически связанные воды), в гидрохимии принято называть горными растворами в отличие от подвижных гравитационных вод. В настоящее время изучение горных растворов проводится с двойной целью: во-первых, для выяснения их роли в генезисе подвижных вод и, во-вторых, для установления метаморфизации самих горных растворов, оставшихся в породах на всех этапах их уплотнения. Для выделения горных растворов обычно используются два метода: отжимания и замещения. Созданные П. А. Крюковым приборы дают возможность выделять горные растворы методом отпрессовывания в очень широком интервале давления — от единиц килограмм-сил на квадратный сантиметр до 2000 кгс/см².

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. Влажность глин и различных грунтов непрерывно уменьшается при увеличении давления, причем большей частью наблюдается близкая к линейной зависимость между влажностью и логарифмом приложенного давления. Рядом исследователей, выделявших растворы по фракциям из почв и горных пород различными методами, наблюдалась

неоднородность состава горных растворов. Первые порции выделенных растворов отличались постоянством состава, но при достижении некоторого давления, неодинакового для разных объектов, происходило более или менее резкое снижение концентраций содержащихся в растворе веществ. Сильно уменьшалась концентрация ионов, преобладающих в растворе. Различия в составе последовательно выделенных фракций горных растворов были объяснены их естественной неоднородностью. Опытным путем установлено, что чем больше гидрофильность глин, тем при большей влажности и меньшем давлении начинает проявляться неоднородность раствора [109].

Состав твердых солей, заключенных в горных породах, способных растворяться и обогащать воду ионами, можно изучать с помощью водных вытяжек. При этом следует брать меньше воды; наиболее выгодное соотношение между породой и водой 1 : 1 или 1 : 2. Чтобы ближе подойти к природным условиям, рекомендуется применять динамическое выщелачивание, т. е. пропускать воду под давлением через уплотненную породу в приборе. В некоторых случаях имеет смысл насыщать воду углекислотой. Такие опыты проводятся 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 минеральная вода. 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.

Минеральные лечебные воды выходят на поверхность 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, геолого-структурным и геоморфологическим строением месторождения, глубиной залегания МВ, их температурой, газонасыщенностью, агрессивностью и другими факторами. Существует несколько способов каптажа: неглубокие колодцы, штольни и буровые скважины. Наиболее удобным, простым и рациональным способом захвата МВ следует признать каптаж буровыми скважинами. Он может быть применен для всех типов МВ. При помощи буровых скважин можно захватить МВ на любой глубине. Способ каптажа буровыми скважинами является наиболее распространенным в настоящее время [193].

Каптажные скважины могут быть вертикальными и наклонными. Наклонные скважины закладываются в соответствующих

геолого-структурных и геоморфологических условиях, если, например, выходящие трещины имеют значительный угол наклона или необходимо пересечь несколько вертикальных трещин одной буровой. Примером наклонных скважин могут служить некоторые каптажные скважины в Кисловодске. Вертикальными скважинами осуществлены каптажи на курортах Сочи, Боржоме, Ессентуков, Старой Руссы, Дарасуна и многих других курортах Советского Союза, а также за рубежом.

Большое значение имеет выбор материала для устройства каптажа. Для каптажных сооружений применяются разнообразные материалы, с учетом агрессивного действия некоторых МВ, особенно газифицирующих, так как иначе каптажные сооружения быстро выходят из строя. Иногда сами материалы оказывают вредное влияние на МВ и тем самым ухудшают их состав и бальнеологические свойства. Наиболее применимы следующие материалы: а) для углекислых и соляно-щелочных вод — чугун, хромо-никелевая сталь, нержавеющие сорта стали, стекло; б) для сероводородных (сульфидных) вод — асбоцемент, винипласт; дерево и стекло. В последнее время в бальнеотехнике широко применяется полиэтилен.

В заключение остановимся на методах оценки эксплуатационных запасов МВ. Под эксплуатационными запасами понимается количество подземных вод в кубических метрах в сутки, которое может быть получено рациональными в технико-экономическом отношении водозаборными сооружениями при заданном режиме эксплуатации и при качестве воды, удовлетворяющем требованиям в течение всего расчетного срока водопотребления. Оценка эксплуатационных запасов, по существу, сводится к расчетам производительности водозаборов и прогнозу изменения дебитов и уровней подземных вод в течение заданного срока эксплуатации.

Применяются два метода расчетов: гидродинамический и гидравлический. Гидродинамический метод основан на использовании для расчетов формул динамики подземных вод. Для этого необходимо знать мощность водоносных горизонтов, коэффициенты фильтрации, водопроводимости, пьезопроводности (уровнепроводности). Все эти исходные данные могут быть получены в результате проведения разведочных работ на месторождении.

Использование гидродинамического метода требует схематизации природной обстановки, что ограничивает сферу его применения для месторождений с несложным геологическим строением и более или менее однородными водоносными горизонтами. Схематизация производится на основании имеющейся типизации граничных условий на границах пласта, учитывающей особенности питания водоносного горизонта и его геологическое строение. Эта типизация, применяемая при водоснабжении, с успехом может использоваться и при подсчете эксплуатационных запасов МВ [20].

При подсчете эксплуатационных запасов по гидродинамическому методу решаются следующие задачи [36]: а) по заданному

дебиту скважины (скважин) определяется понижение уровня воды в скважине (или в другой точке пласта) на конечный момент заданного срока эксплуатации; б) по заданному максимальному понижению уровня в скважине (скважинах), которое должно быть достигнуто на конец расчетного периода, находится постоянный дебит скважины или системы скважин.

Расчеты производятся по формулам неустановившегося движения, причем оценка запасов производится на определенный расчетный срок (обычно 25—30 лет).

Гидравлический метод основывается исключительно на эмпирических данных, т. е. на результатах длительных опытно-эксплуатационных работ. В рассматриваемом методе зависимость между дебитом и понижением, срезом уровня и дебитом, понижением и временем определяется по результатам опытных полевых исследований. Этот метод применяется на месторождениях со сложными геолого-структурными и гидродинамическими условиями, исключающими возможность применения предыдущего метода.

Подсчет эксплуатационных запасов МВ производится гидравлическим методом на месторождениях, связанных с трещинно-жильными водоносными системами, а также с водоносными горизонтами артезианских бассейнов при неоднородных фильтрационных свойствах пласта. Оценка эксплуатационных запасов МВ очаговых месторождений, приуроченных к естественным очагам разгрузки, в подавляющем большинстве случаев дается при помощи гидравлического метода. Эксплуатационные запасы месторождения могут быть выражены дебитом МВ, который был получен опытно-эксплуатационными откачками (выпусками) при стабильном уровне, неизменяющемся качестве воды, причем сам дебит был устойчиво постоянным.

При наличии на месторождении нескольких скважин, вскрывших воду, длительные откачки (выпуски) должны производиться из скважины, которую предполагается использовать в качестве эксплуатационной или которая расположена недалеко от места, намечаемого для сооружения эксплуатационного водозабора и находится в сходных гидрогеологических условиях. Остальные скважины рационально оборудовать как наблюдательные в процессе эксплуатации МВ.

Продолжительность опытно-эксплуатационных откачек (выпусков) зависит от гидрогеологических условий данного месторождения. На неглубоких ММВ, подверженных воздействию сезонных климатических факторов, сроки проведения опыта выбираются таким образом, чтобы захватывался как период года, соответствующий максимуму атмосферных осадков, так и период с наименьшим их количеством. При самоизливе целесообразно производить откачки в течение полного годового цикла.

Вследствие значительной стоимости откачек продолжительность их ограничивается. Опытную откачку можно прекратить,

если все основные гидродинамические и гидрохимические параметры стабильны на протяжении 10—20% времени от общего срока опыта с заданным понижением. Гидродинамический режим месторождения может считаться стабилизировавшимся, если дебит воды не уменьшается постоянно и уровень ее не падает, а наблюдаемые некоторые периодические колебания в ту или другую сторону связаны с интенсивностью выпадающих атмосферных осадков. Поэтому режимные наблюдения ведутся также над атмосферными осадками, давлением и температурой воздуха.

Кроме того, для оценки эксплуатационных запасов МВ необходимо, чтобы дебит откачиваемой скважины или ряда скважин был равен или превышал заданную перспективную потребность в воде. Для месторождений, приуроченных к погруженным хорошо изолированным зонам (крупные артезианские бассейны) с устойчивым составом воды, это требование не является обязательным. Эксплуатационные запасы в таких случаях могут определяться на основании гидродинамических расчетов по данным опытных работ [36].

В последние годы с успехом применяются палинологические исследования для решения вопросов происхождения МВ [78]. Очень важные результаты получены путем применения принципов пространственного гидрогеологического моделирования к изучению ММВ в районе Кисловодска. Построенная модель Кисловодского ММВ показала его сильную перегрузку и приближение фронта некондиционных вод к основным группам водозаборов [78].

Несомненно, что следует отнести важную роль и место для изотопных исследований в изучении условий формирования МВ. Вопросы использования естественных изотопов при гидрогеологических исследованиях освещаются в ряде обобщающих работ и отдельных статей.

Глава 16

ОСОБЕННОСТИ МЕТОДИКИ ИССЛЕДОВАНИЙ МИНЕРАЛЬНЫХ ВОД ПРОМЫШЛЕННОГО И ЭНЕРГЕТИЧЕСКОГО ЗНАЧЕНИЯ

Воды промышленного значения. Несмотря на то что в некоторых артезианских бассейнах широко распространены воды промышленного значения, экономически оправдываемая их добыча может быть только на отдельных участках бассейна, где гидрогеологические и технико-экономические условия будут способствовать рентабельной

эксплуатации промышленных подземных вод. Эти участки и представляют собой ММВ промышленного значения. При этом глубина залегания промышленных вод в месторождениях должна быть не более 2—4 км, глубина динамического уровня не более 200—600 м и дебит скважин не менее 200—500 м³/сутки [165].

Цель поисковых работ — выявить в артезианском бассейне бассейн промышленных вод, а в пределах последнего — месторождения минеральных промышленных вод, т. е. участки бассейна, наиболее перспективные с точки зрения добычи промышленно ценных вод. Поисковый этап принято делить на две стадии [165].

Первая стадия включает изучение артезианских бассейнов, в пределах которых установлено наличие подземных промышленных вод. На этой стадии во многих артезианских бассейнах не требуется проведения специальных геологических и гидрогеологических съемок. Основой для проектирования поисковых скважин служат обычно региональные геологические и гидрогеологические материалы предшествующих исследований, а также данные глубокого опорного и нефтяного бурения. Анализ этих материалов позволяет внутри артезианских бассейнов предварительно наметить контуры бассейнов промышленных вод и точки поискового бурения в районах предполагаемых ММВ.

На первой стадии составляют карты и разрезы, показывающие распространение в подземных водах различных промышленных компонентов. Одновременно производят региональную оценку ресурсов бассейна подземных промышленных вод и намечают первоочередные объекты для практического освоения. Изученность бассейна промышленных вод и расположение в его пределах отдельных намечаемых под разведку ММВ на первой стадии поисков должна по классификации запасов соответствовать категории С₂.

Вторая стадия включает бурение отдельных поисковых скважин, в задачи которого входит изучение геологического разреза, глубин залегания и мощностей водоносных горизонтов, состава и свойств подземных вод и вмещающих пород, напоров вод. Выделенные в процессе бурения водоносные горизонты подвергаются пробным откачкам. Изученность бассейнов минеральных промышленных вод и его отдельных частей на второй стадии должна соответствовать категории С₁ + С₂ эксплуатационных запасов, т. е. быть достаточной для проектирования предварительных и детальных разведочных работ.

Этап разведочных работ также может быть подразделен на две стадии: предварительную и разведочную. На предварительной стадии получают сравнительные данные по отдельным ММВ или различным частям одного и того же ММВ, когда поисковые работы не дают однозначного ответа на вопрос о преимуществе тех или иных ММВ ввиду сложности геологического строения и гидрогеологических условий. Скважины располагают на всей площади месторождения для его равномерного изучения и получения

средних показателей. Скважины целесообразно проходить сравнительно небольшим диаметром и в дальнейшем использовать их как резервные и наблюдательные.

На основании полученных на первой стадии разведки результатов подсчитываются предварительные эксплуатационные запасы подземных промышленных вод, дается их технологическая оценка с точки зрения возможности извлечения полезных компонентов и выбираются места заложения разведочно-эксплуатационных скважин. Гидрогеологическая изученность ММВ на стадии предварительной разведки должна соответствовать категории В + С₁ эксплуатационных запасов.

В результате предварительной разведки составляется технико-экономический доклад, в котором освещаются геологическое и гидрогеологическое строение разведанных участков, химический состав подземных вод продуктивных горизонтов, содержание в них полезных компонентов и закономерности их изменения, ресурсы промышленных вод и общие технико-экономические показатели их промышленного освоения — добычи и переработки.

Вторая стадия разведки — детальные разведочные работы — следует непосредственно за предварительной. На этой стадии уточняются геологический разрез, глубины и мощности продуктивных горизонтов и комплексов, параметры пластов, эксплуатационные запасы и качество вод, предназначенных для извлечения ценных компонентов, их химический состав, его устойчивость во времени, а также размеры эксплуатационного участка, конструкции и рациональное размещение эксплуатационных скважин [88].

В задачи разведочных работ входят [88]:

1) уточнение глубины залегания основных продуктивных горизонтов на ММВ и характера ненарушенной пьезометрической поверхности;

2) определение эффективной мощности продуктивных пластов;

3) определение основных расчетных гидрогеологических параметров — коэффициентов водопроницаемости, фильтрации и пьезопроводности;

4) получение водно-физических характеристик пород и пластовых вод — проницаемости, пористости, плотности, вязкости, пластовой температуры;

5) определение газового фактора и состава растворенного и свободного газа в пластовых водах;

6) изучение химического состава промышленных вод, определение содержания полезных компонентов, нефтяных кислот, окисляемости и т. п.

Водопродуцируемость и фильтрационные свойства продуктивных горизонтов и комплексов, а также устойчивость или изменчивость химического состава промышленных вод устанавливаются опытными откачками продолжительностью от 0,5 до 2—3 месяцев в зависимости от сложности гидрогеологических и гидрохимических условий.

Поскольку промышленные воды залегают обычно на большой глубине, специальные наблюдательные скважины, как правило, не бурят. Для этого используют близлежащие разведочные скважины. При залегании водоносных горизонтов на глубине менее 0,5 км в отдельных случаях можно бурить специальные наблюдательные скважины небольшого диаметра.

Учитывая большую стоимость бурения, разведочные скважины следует так располагать на площади предполагаемого водозабора, чтобы в дальнейшем использовать их в качестве эксплуатационных. Поэтому конструкции таких скважин должны удовлетворять требованиям эксплуатации. Общее количество разведочных скважин составляет приблизительно 30—50% от количества скважин предполагаемого водозабора. Производятся откачки из одиночных скважин и кустовые откачки продолжительностью 1—2 месяца, в ходе которых ведется систематический отбор проб для выяснения стабильности химического состава промышленных вод. Гидрогеологическая изученность участка на стадии детальной разведки должна соответствовать категориям $A + B + C_1$ эксплуатационных запасов подземных вод.

Конечным итогом второй стадии разведки являются уточнения кондиций на промышленные подземные воды и непосредственный подсчет эксплуатационных запасов этих вод. Кондиции устанавливаются с учетом гидрогеологических, технических и экономических показателей разработки месторождения в течение расчетного срока его эксплуатации на базе оперативных подсчетов запасов подземных вод.

Согласно Н. А. Плотникову, под эксплуатационными запасами понимается расход подземных вод кондиционного состава, который может быть получен каптажными сооружениями на расчетный срок эксплуатации с учетом соответствующих технико-экономических показателей (глубина водоносного горизонта, дебит скважин, глубина динамического уровня и т. д.). Для решения задач проектирования и строительства химических заводов эксплуатационные запасы промышленных подземных вод следует определять не только в виде расхода воды, но и в виде выхода полезных компонентов (иод, бром и др.).

Гидрогеологические исследования иного направления продолжают в течение всего периода эксплуатации. Помимо дополнительного бурения разведочных скважин они заключаются в изучении технического состояния (пескование, отложение солей и т. д.) и режима работ эксплуатационных скважин. Исследование гидродинамического режима водоносных горизонтов в процессе эксплуатации дает ценный материал, на основе которого удается уточнить величины расчетных показателей по дебитам и уровням (пластовым давлениям).

Бурение скважин при поисках и разведке подземных промышленных вод является основным методом их изучения и эксплуатации. Выделяются следующие основные категории глубоких

гидрогеологических скважин: поисковые, разведочные, разведочно-эксплуатационные и эксплуатационные. В соответствии с требованиями, предъявляемыми к разведочным скважинам на различных стадиях исследований, способы их бурения и конструкции могут быть различными. Поисковые, разведочные и эксплуатационные скважины обычно бурят роторным или турбинным способом. Для предотвращения глинизации пласта в ходе бурения рекомендуется применять специальные растворы (добавки ПАВ, бентонитовых веществ и др.) и сокращать период между вскрытием пласта и его гидрогеологическим опробованием.

Водоносные горизонты с высокими пластовыми давлениями вскрываются с применением предупредительных мер: установка превенторов, задвижек высокого давления и обратных клапанов, утяжеление глинистых растворов и др. Самоизливающиеся скважины обычно опробуются путем вышусков воды, для чего в скважины опускают насосно-компрессорные трубы, а на устье устанавливают фонтанную арматуру, которая состоит из трубной головки и фонтанной елки. Несамоизливающиеся скважины опробуют путем откачек. Чаще всего в этих целях используют компрессорные подъемники.

Дебит скважин при опробовании принято определять объемным способом с помощью емкости, которая должна заполняться не менее чем за 1 мин. Уровень воды в скважинах (статический и динамический) при неглубоком залегании (до 100—200 м) измеряют при помощи уровнемеров различной конструкции, а при значительных глубинах — эхолотом системы Сныткина. В самоизливающихся скважинах замеряется не уровень, а давление (избыточное, пластовое, забойное). Избыточное давление (статическое, динамическое) фиксируется манометрами, установленными на устье. Пластовые и забойные давления в самоизливающихся и несамоизливающихся скважинах измеряют глубинными манометрами различных систем [201]. Температуру подземных вод на изливе измеряют обыкновенными ртутными термометрами. Для измерения температуры воды на заданной глубине применяют максимальный термометр, заключенный в металлическую гильзу.

Для отбора глубинных проб воды применяют пробоотборники ПД-3М и ПРИЗ-2. Они относятся к типу промывных, поскольку их спускают в скважину с открытыми клапанами и во время спуска промывают потоками жидкости. По достижении заданной глубины и выдержки клапаны закрываются и герметизируют заборную камеру с отобранной пробой.

Бурение скважин сопровождается следующими операциями: а) отбором и изучением керна и шлама, б) наблюдениями за балансом и физико-химическим составом промывочной жидкости, в) опробованием отдельных интервалов с применением пластовых испытателей на трубах, г) комплексом геофизических исследований. Методика отбора и исследования керна и шлама, а также

упаковки и хранения отобранных образцов достаточно полно освещена в соответствующих инструкциях и руководствах. Точно так же и другие перечисленные операции широко применяются при глубоком бурении на пресные воды и для иных целей и поэтому здесь не рассматриваются.

Геофизические исследования в скважинах включают ряд видов каротажа (электрический, радиоактивный, термокартаж) и резистивиметрию, т. е. измерение сопротивлений бурового раствора или воды, заполняющих скважину. Последний метод эффективен при очень слабых притоках сильноминерализованных пластовых вод в скважину и позволяет определить положение водоносного горизонта в разрезе и его мощность.

Основным методом получения исходных данных для расчета гидрогеологических параметров и оценки эксплуатационных запасов подземных промышленных вод являются откачки (выпуски) воды. В соответствии с описанными стадиями поисково-разведочных работ откачки (выпуски) подразделяются на пробные, опытные и опытно-эксплуатационные. Пробные откачки проводятся на стадии поисковых работ из одиночных гидрогеологических скважин для получения предварительных данных о водообильности горизонта и химическом составе его вод. Длительность этих откачек обычно составляет 1—3 суток. Опытные откачки, которые проводят на стадии предварительной или детальной разведки месторождения (участка), предназначаются для оценки эксплуатационных запасов подземных вод по промышленным категориям. В соответствии с этим опытные откачки являются продолжительными (до 10—30 суток) и могут быть одиночными или кустовыми. Опытно-эксплуатационные откачки, как правило, проводятся на стадии доразведки уже разрабатываемого месторождения для приращения эксплуатационных запасов промышленных вод или уточнения гидрогеологических показателей.

При наличии значительных напоров над поверхностью земли скважины опробуются самоизливом за счет использования энергии пласта. Если же статический уровень расположен на отметках поверхности земли или ниже, то для опробования применяют специальные водоподъемники (компрессоры, глубинные, центробежные и штанговые насосы).

Откачки (выпуски) подразделяются на одиночные (опробуются отдельные скважины), кустовые (из одной скважины производится отбор воды, а в других ведутся наблюдения за снижением уровня) и групповые (одновременное опробование нескольких взаимодействующих скважин). При групповых откачках на участке необходимо иметь одну или несколько наблюдательных (пьезометрических) скважин.

Важно отметить, что при эксплуатации подземных промышленных вод в скважинах и в устанавливаемых в них водоподъемниках нередко имеют место вредные процессы, осложняющие работу

водозабора, например вынос песка из призабойной зоны и образование песчаных пробок, образование осадка на стенках обсадных и водоподъемных труб, коррозия. Кроме того, при извлечении концентрированных рассолов наблюдается интенсивная кристаллизация солей в устьевом оборудовании и в водоподъемных и обсадных трубах с образованием мощных соляных пробок вплоть до полного закупоривания стволов скважин. Возможно, что подобная кристаллизация происходит и в самом водоносном пласте, ухудшая его фильтрационную способность в призабойной зоне.

Как было сказано, подземные промышленные воды приурочены преимущественно к глубоким частям артезианских бассейнов, что определяет условия их формирования, движения и разгрузки. Главной причиной, обуславливающей движение рассматриваемых вод, является геостатическое давление, роль которого с глубиной возрастает. Под влиянием огромного веса вышележащих пород происходит выжимание воды из глинистых слоев в проницаемые горизонты, приводящие к резкому увеличению пластового давления в этих горизонтах.

По своему генезису подземные промышленные воды относятся к категории древних погребенных седиментационных вод. Интенсивность и направление перемещения их зависят от тектонических процессов, вызывающих сжатие или растяжение пластов, увеличение или уменьшение геостатического давления. В результате тектонических подвижек местами формируются «аномалии» пластового давления различного знака. При изучении гидрогеологических условий залегания промышленных вод не удается установить какой-либо закономерности в распределении пластовых давлений. Это объясняется разной степенью изолированности отдельных тектонических блоков и отсутствием сквозного движения пластовых вод. Седиментационные воды, будучи изолированными, не замещаются верхними инфильтрационными водами. Подобное замещение, по-видимому, не имеет места и в ходе длительных откачек промышленных вод. Многолетний опыт эксплуатации иодобромных вод показывает, что с течением времени их химический состав практически не изменяется, хотя запасы вод при этом истощаются.

Один из важнейших показателей при оценке запасов грунтовых МВ — расход подземного потока. Глубоко залегающие водоносные горизонты с МВ промышленного значения обычно содержат воды двух видов запасов: статических (вековых), или естественных, и упругих.

Статические запасы определяются по общеизвестной формуле

$$Q_{ст} = \mu_v V,$$

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

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

Эксплуатация подземных промышленных вод идет главным образом в результате сработки упругих запасов продуктивного горизонта. Приток воды к скважинам формируется за счет упругой энергии самого напорного водоносного горизонта и обусловлен тем, что при понижении давления в пласте происходит, с одной стороны, увеличение объема содержащейся в ней воды, а с другой — сжатие породы и уменьшение вследствие этого объема пор. Несмотря на малые значения коэффициентов объемной упругости жидкости и породы, за счет упругих запасов могут формироваться значительные расходы воды, так как в работу вовлекается огромный объем водоносного пласта. Движение промышленных вод к водозаборам при эксплуатации в течение длительного времени является неустановившимся, депрессионная воронка развивается постепенно и соответственно наблюдается постоянный рост понижений уровней (пластовых давлений) [36].

Упругие запасы определяются по формуле:

$$Q_{\text{упр}} = \beta' GMS,$$

где $Q_{\text{упр}}$ — упругие запасы, м³; β' — коэффициент упругоэластичности пласта, 1/м; G — площадь месторождения промышленно ценных вод в зоне влияния одиночного или группового водозабора, созданной снижением уровня, м²; 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 ед.; $\beta_{\text{ж}}$ — коэффициент расширения жидкости, 1/м; $\beta_{\text{с}}$ — коэффициент сжатия пористой породы, слагающей продуктивный пласт, 1/м. Коэффициент $\beta_{\text{ж}}$ для минерализованных подземных вод равен $(2,7 + 5,0) \cdot 10^{-6}$ 1/м, для пористых горных пород $\beta_{\text{с}} = (0,3 \div 2,0) \cdot 10^{-6}$ 1/м.

При гидрогеологических расчетах используются коэффициенты пьезопроводности, проницаемости и другие параметры, применяемые в области нефтяной гидрогеологии. Коэффициент пьезопроводности характеризует скорость распространения давления в водоносном или нефтеносном пласте в напорных условиях. Между названными коэффициентами существует следующая зависимость:

$$a = \frac{k}{\mu (m\beta_{\text{ж}} + \beta_{\text{с}})},$$

где a — коэффициент пьезопроводности, см²/сек; k — коэффициент проницаемости, дарси; μ — вязкость, спз.

Удельные дебиты скважин, из которых откачиваются иодобромные воды, по сравнению с дебитом пресных вод обычно невелики. Скважины с удельным дебитом рассолов 0,12—0,5 л/сек можно отнести к категории высокопроизводительных.

Методике оценки эксплуатационных запасов иодобромных вод и способам получения готовой продукции посвящена специальная литература [27—29, 110]. Оценка эксплуатационных запасов иодобромных вод, по существу, сводится к расчету суммарной производительности водозаборов с учетом технико-экономических факторов, зависящих от геолого-гидрогеологической характеристики, условий эксплуатации месторождения и технологической переработки воды. Качество исходных данных, используемых при расчете суммарной производительности водозабора, во многом определяется объемами и методами разведочных работ, проведенных на месторождении. Размеры же эксплуатационных запасов зависят не только от природных гидрогеологических показателей, но и от ряда других факторов: водоподъемников, конструкции скважин, их размещения, выпадения осадков из воды, коррозии и пр.

В «Инструкции по применению классификации эксплуатационных запасов подземных вод» (1962 г.) срок эксплуатации промышленных подземных вод устанавливается в кондициях, разрабатываемых для каждого месторождения. Практически расчетный срок обычно принимается 10 000 суток (27,4 года) и увеличивается или уменьшается в отдельных конкретных случаях. Особенностью подземных гидроминеральных баз химической промышленности является закономерное увеличение стоимости добываемой воды в связи с неизбежным падением во времени динамического уровня. На 1 января 1969 г. по всем месторождениям извлекается всего лишь 15,7% утвержденных запасов по иодобромным водам. Поэтому особое значение приобретают вопросы совершенствования техники и технологии эксплуатации месторождений.

Воды энергетического значения. Термальные воды рассматриваются как новый вид энергетического полезного ископаемого. В связи с этим важное значение приобретает определение тепловой мощности месторождения термальных вод, т. е. того количества тепла или электроэнергии, которое можно получить при эксплуатации месторождений [125, 128]. Наибольшей тепловой мощностью (до сотен гигакалорий в час и сотен тысяч киловатт) обладают месторождения, расположенные в областях современного вулканизма. Таковы Юго-Восточно-Камчатская и Курильская области первой провинции. Меньшую мощность (до 50 Гкал/ч, реже более) имеют месторождения, приуроченные к Западно-Сибирской артезианской области и к Средиземноморскому поясу артезианских бассейнов с его межгорными и крайними бассейнами, включая латеральные и медиальные, сложенные мезозойскими и кайнозойскими отложениями. Наименьшей

тепловой мощностью (до 5—10 Гкал/ч) обладают месторождения второй провинции, расположенные в районах альпийской складчатости и древних складчатых систем, испытавших воздействие новейшего тектогенеза. Месторождения, приуроченные к докембрийским платформам, межгорным артезианским бассейнам, выполненным палеозойскими отложениями, чаще всего малоперспективны для получения тепловой энергии. Приведенные цифры тепловой мощности даны для возможных крупных «термоводозаборов» на эксплуатационных участках месторождений, т. е. на площади объектов теплоснабжения (город, часть города, поселок, крупные сельскохозяйственные объекты и т. д.).

Некоторые термальные воды могут одновременно использоваться для лечения, получения промышленно ценных компонентов и других целей. Б. Н. Голубков, К. В. Федотов, П. М. Фролов [61] указали на возможность применения термальных вод как источника энергии для опреснительных установок.

Месторождения термальных вод могут быть выделены по гидрогеологическим и геотермическим условиям. Главным показателем при этом служат глубина и условия залегания термальных вод, характер их циркуляции, температуры, расходы водозаборов, минерализация вод, положение статического уровня и т. д.

По температуре все месторождения подразделяются на слабо-термальные (20—50° С) — прототермы и прототермы, термальные и высокотермальные (50—100° С) — мезотермы и эпитермы, месторождения с перегретыми водами (более 100° С) — гипертермы (см. табл. 8 и 12). По расходам месторождения могут быть малодобитными (менее 50 л/сек), среднедобитными (50—100 л/сек) и высокодобитными (свыше 100 л/сек). По условиям залегания и циркуляции термальных вод месторождения делятся на две крупные группы: трещинно-жилльные, в основном приуроченные к складчатым областям (за исключением межгорных впадин, где распространены пластовые месторождения), и пластовые, в основном приуроченные к платформенным областям и краевым прогибам.

По минерализации термальных вод Б. Ф. Маврицкий предлагает выделять месторождения пресных вод (до 1 г/л), солоноватых (1—10 г/л) и соленых (10—35 г/л). Месторождения с рассольными термальными водами пока относятся к забалансовым. По характеру самоизлива из скважин месторождения рекомендуются делить на самоизливающиеся негазирующие, самоизливающиеся газлирующие и дающие из скважин извержение пароводной смеси.

По глубине залегания месторождения подразделяются на ряд категорий [126]. Для месторождений пластового типа выделяются месторождения, в пределах которых основные водоносные комплексы с термальной водой залегают относительно неглубоко (до 1500 м), глубоко залегающие (от 1500—3000 до 3500 м) и залегающие на предельно допустимых по гидрогеотермическим

и технико-экономическим показателям глубинах (от 2500—3000 до 3500 м). Для месторождений трещинно-жильного типа глубина разведочных скважин вне районов современного вулканизма обычно колеблется от 150 до 200, реже 300 м. Для районов современного вулканизма глубины разведочных скважин колеблются от 300 до 500 м и реже глубже.

Месторождения как пластового, так и жильного типа со слабо-термальными и термальными водами являются наиболее распространенными. Месторождения с гипертермами развиты в районах современной вулканической деятельности (Камчатка, Курильские острова). Они относятся к категории месторождений трещинно-жильного типа, приурочены к вулканогенным супербассейнам. Месторождения с перегретыми водами пластового типа локально встречаются в пределах Предкавказского и Рионского артезианских бассейнов. Представителями последних являются Кизлярское, Моквенское и Прасковейское месторождения, где скважинами глубиной свыше 3 км выводятся воды и пароводяные смеси с температурой от 100 до 115, редко 120° С.

Методика поисков, разведки и подсчета эксплуатационных запасов вод энергетического значения имеет много общего с соответствующей методикой исследования минеральных лечебных и промышленных вод, хотя и отличается рядом специфических особенностей. Поисково-разведочные работы на термальные воды включают геолого-гидрогеологическую съемку, геофизические, геотермические, гидрогеохимические и гидродинамические исследования, а также бурение. Самым надежным источником информации для подсчета эксплуатационных запасов термальных вод служит бурение скважин.

Для большинства месторождений термальных вод, приуроченных к артезианским бассейнам, характерен упругий водонапорный режим фильтрации, который проявляется в непрерывном понижении уровней при эксплуатации скважин с постоянным дебитом или в уменьшении дебитов при работе скважин с постоянными уровнями при самоизливе. Исключения составляют месторождения, расположенные в области разгрузки, когда дебит «термоводозабора» не превышает величину разгрузки термальных вод. Если же «термоводозабор» находится вблизи области питания, то вместо сработки упругих запасов может происходить падение температуры термальной воды вследствие приближения фронта холодных вод.

При изучении термальных вод гидрогеологические работы рекомендуется проводить в следующем порядке [226]: 1) составление технико-экономического заключения о целесообразности постановки поисковых работ; 2) поисковые работы; 3) составление технико-экономического доклада о целесообразности разведочных работ; 4) разведочные работы; 5) разработка кондиций к термальным водам данного месторождения, оценка эксплуата-

ционных запасов; 6) составление проекта разработки месторождения термальных вод.

Технико-экономическое заключение составляется в результате обработки фондовых и литературных материалов, при этом дается прогнозная оценка запасов термальных вод. В основе же прогнозирования должно лежать знание закономерностей формирования месторождений термальных вод. Н. М. Фролов [224] называет следующие поисковые критерии, прямо или косвенно указывающие на наличие месторождений в изучаемом районе:

1) геолого-структурные — наиболее благоприятны для формирования месторождений термальных вод; глубокие артезианские бассейны, сложенные отложениями, которые, с одной стороны, часто являются хорошими коллекторами, а с другой — отличаются низкой теплопроводностью;

2) магматогенные, поскольку одним из факторов формирования месторождений термальных вод является магматическая деятельность;

3) литолого-фациальные, так как литология осадочных толщ играет особую роль в термическом режиме земной коры; глубоко залегающие водоносные горизонты, прикрытые мощными теплоизолирующими водоупорными толщами, являются аккумуляторами термальных вод;

4) гидрогеологические, указывающие на наличие достаточно мощных и высокодебитных водоносных комплексов, расположенных в благоприятной геотермической и гидродинамической обстановке;

5) геотермические, характеризующиеся значением геотермического градиента, который сильно изменяется по площади и глубине.

В районах современной вулканической деятельности для выбора места заложения скважины на высокотемпературные воды могут использоваться гидрохимические критерии. Так, например, уменьшение Na/K , увеличение содержания кремнекислоты и ионов хлора иногда указывают на присутствие более перегретых участков. По постоянству соотношений Cl/Br , Cl/F , Cl/As , Cl/SO_4 , Cl/NH_4 , Na/Li в различных участках вулканического района можно судить о том, где распространена основная масса горячей хлоридной воды. Сопоставляя эти данные с результатами проведенного бурения, можно наметить точки для последующего разведочного бурения. Такой метод был применен в районе Вайракей (Новая Зеландия).

Если целесообразность поисково-разведочных работ доказана, то переходят к стадии поисков. На этой стадии следует стремиться получить необходимую информацию о термальных водах, не закладывая специальных скважин. Обычно для исследования используют скважины, пробуренные для других целей, в частности при поисках нефти и газа. Такие скважины при соответствующей подготовке для консервации (разбуривание цементных

мостов, установка фонтанной арматуры и др.) можно эффективно использовать не только при поисках и разведке на термальные воды, но часто также и для непосредственной эксплуатации вскрытых ими термальных вод [226].

Необходимые сведения получают после обработки существующих геологических, гидрогеологических и геофизических материалов. Таким путем устанавливается количество водоносных горизонтов, выясняются условия движения и разгрузки термальных вод, температурные и гидродинамические параметры водоносных пластов, химический состав термальных вод.

Геолого-гидрогеологическая съемка в пределах платформ не эффективна ввиду отсутствия здесь крупных термопроявлений на поверхности. Съемочные работы, как правило, проводятся в горноскладчатых и вулканических районах на участках уже выявленных термопроявлений при общей геологической съемке. Они ведутся в соответствии с существующими инструкциями и методиками по поискам и разведкам подземных вод с увеличением объема работ по термометрии и теплофизике и более детальным исследованием термопроявлений. Значительный эффект в вулканических и труднодоступных районах дает аэрофото-съемка. Если район заведомо перспективен и его термальные воды по предварительным технико-экономическим подсчетам подлежат использованию, то для проведения гидродинамических, геотермических и гидрохимических исследований можно на стадии поисков рекомендовать бурение специальных скважин.

В областях разгрузки термальных вод, и особенно в вулканических районах, поиски значительно облегчаются. Здесь наиболее эффективными являются съемки термометрическая (измерение температуры в источниках, поверхностных водоемах, грязевых котлах и т. д.) и гидрогеотермическая с помощью неглубоких скважин (обычно 1—2 м). Геотермические карты, составленные по результатам термометрических исследований в скважинах глубиной 1 м, помогают оконтуривать месторождение термальных вод и выявлять наиболее благоприятные участки для заложения скважин (например, месторождения Вайракей в Новой Зеландии, Паужетка и Большие Банные источники на Камчатке и др.).

Особая роль в поисковой стадии принадлежит геофизическим методам, применение которых значительно снижает стоимость поисково-разведочных работ. При изучении термальных вод применяются следующие геофизические исследования:

- 1) гравиметрические, позволяющие выделять литологические разности и устанавливать местоположение тектонических разрывов;
- 2) магнитометрические, при посредстве которых выделяются и прослеживаются контакты между осадочными и магматическими породами;
- 3) сейсмометрические, дающие возможность выяснять условия залегания горных пород, выделять тектонические нарушения и трещиноватые зоны;

4) электрические, заключающиеся в вертикальном электрическом зондировании и электропрофилировании. Оба эти способа позволяют судить о минерализации вод и их температуре. Они помогают также изучать геоструктурные условия и прослеживать тектонические нарушения.

По окончании поисковых работ определяется ориентировочная схема «термоводозабора», устанавливается количество скважин и обосновывается необходимость организации разведочных работ. Оценка эксплуатационных запасов производится гидродинамическим методом по категориям C_1 и C_2 . В результате поисковых работ должен быть составлен технико-экономический доклад о целесообразности промышленного освоения месторождения термальных вод, являющийся обязательным документом для постановки разведочных работ.

Разведочный этап состоит преимущественно из буровых и опытных работ на выбранных в результате поисков участках. Предварительная разведка ставится не во всех случаях. Ее рекомендуется предусматривать на месторождениях, приуроченных к малым артезианским бассейнам и месторождениям трещинно-жильных термальных вод кристаллических массивов и вулканогенных сувербассейнов. При этом предусматривается бурение 1—2 разведочно-эксплуатационных скважин с проведением комплекса геофизических, термометрических и гидродинамических исследований.

На детальной стадии гидрогеологических исследований расположение разведочно-эксплуатационных скважин определяется необходимостью равномерно осветить условия всего участка «термоводозабора» и выбранной схемой термоводозабора. Общее количество разведочно-эксплуатационных скважин в условиях распространения пластово-поровых вод, как показывает опыт разведки промышленных вод, должно составлять 25—30% от общего числа водозаборных скважин.

В районах тектонических нарушений количество разведочных скважин должно приближаться к проектному числу водозаборных скважин. Из всех пробуренных скважин проводят длительные (в течение не менее 2—3 месяцев) опытные выпуски и откачки с одним максимальным дебитом, которые сопровождаются наблюдениями за уровнями, температурой и химическим составом.

Исходя из результатов проведенных работ определяют кондиционные требования к термальным водам исследованного месторождения. Кроме минимальной температуры, теплосодержания и минимального дебита скважин устанавливают также предельно допустимое содержание в термальных водах вредных химических компонентов (выпадение осадков), газов (агрессивность, выделение), режим эксплуатации месторождения и условия сброса отработанных вод. Применительно к утвержденным в ГКЗ кондициям производится оценка эксплуатационных запасов термаль-

ных вод, а затем на базе утвержденных запасов составляется проект разработки данного месторождения.

Гидрогеологические исследования продолжаются и в процессе эксплуатации месторождения. Их задача состоит в уточнении подсчета эксплуатационных запасов и в определении оптимального режима работы скважин. В ходе эксплуатационной разведки ведутся режимные наблюдения за давлением на устье открытой и закрытой скважин и давлением на забое закрытой скважины, температурой на устье и по стволу эксплуатационных и наблюдательных скважин, расходом воды и пара, химическим составом термальных вод и т. д.

Бурение скважин на термальные воды, по существу, мало отличается от бурения при поисках и разведке нефти и газа и вод промышленного значения. Применяются те же оборудование и те же методы. Н. М. Фролов [224] пишет, что практика разведки термальных вод в США показала эффективность роторного бурения. В СССР при разведке Паужетского месторождения (Камчатка) вначале применяли станки роторного бурения, а затем были успешно внедрены станки колонкового.

Опыт буровых работ в США и Новой Зеландии показал, что уже при температуре 177°C и давлении, которое существует в таких нагретых зонах, возможны сильные выбросы пара, опасные для рабочих и бурового оборудования. Поэтому бурение необходимо проводить при наличии специального предохранительного (превенторного) оборудования на устье обсадной колонны. Кроме того, на буровой всегда должны быть в запасе достаточное количество тяжелого глинистого раствора (плотностью 1,37) и достаточно мощные насосы. Температура бурового раствора при выходе на поверхность примерно $55\text{--}65^{\circ}\text{C}$ (при температуре в скважине до $100\text{--}200^{\circ}\text{C}$), но иногда температура раствора поднимается до 100°C , поэтому необходимы непрерывная циркуляция раствора и обязательное охлаждение его до температуры ниже 70°C (перед закачкой в скважину).

Для определения гидродинамических параметров ставятся опытные откачки или выпуски. Вследствие глубокого залегания термальных вод эти работы обычно проводятся на одиночных скважинах. Организация же кустовых откачек (выпусков) реально возможна при наличии на участке скважин, пробуренных ранее для других целей и используемых как контрольные. Методика опытных откачек описана в соответствующих руководствах.

Чтобы оценить эксплуатационные запасы месторождения термальных вод гидродинамическим методом, необходимо располагать данными о коэффициентах водопроницаемости и пьезопроводности. Эти параметры находят при посредстве опытных откачек и выпусков путем тщательных наблюдений за уровнем (падение и восстановление) с использованием уравнений неустановившейся и квазистационарной фильтрации. Оценку эксплуа-

тационных запасов в соответствующих условиях производят также гидравлическим методом.

Комплексные наблюдения за режимом термальных вод дают ценный материал для обоснования прогноза перспектив эксплуатации месторождения. Падение давления и расхода термальных вод, как правило, повсеместно. Оно сопровождается повышением или понижением температуры воды. Повышение температуры может свидетельствовать об увеличении количества поступающего в скважину пара. Например, в месторождении Лардерелло (Италия) за последние 40—50 лет при понижении уровня и забойных давлений температура пароводяной смеси возросла от 140 до 240° С (уже сухой пар). Аналогичная картина наблюдается в скважинах месторождения Вайракей в Новой Зеландии [224]. Как показали наблюдения Н. М. Фролова, на Тобольском месторождении подобранных вод рост температуры происходит за счет подтока нагретых вод из глубоких трещин к забою скважины. Следовательно, в процесс разгрузки вовлекаются все более глубоко залегающие воды.

Понижение температуры в ходе эксплуатации месторождения может свидетельствовать об истощении запасов термальной воды или о приближении фронта холодных вод. Так, на месторождении Белокуриха при постановке скважин на фонтанный режим температура вначале быстро возрастала (ствол прогревался водой, поднимающейся с забоя), но затем с падением расхода стала падать, поскольку при снижении расхода увеличиваются потери тепла при подъеме воды. После перекрытия соседних скважин, гидравлически связанных с наблюдаемой скважиной, расход и температура воды в последней полностью восстановились.

Угроза подсоса холодных вод возникает в случае расположения термоводозабора вблизи области питания. Ориентировочный подсчет времени, за который контур с другой температурой подтянется к водозабору, можно произвести по следующей формуле:

$$T_b = \frac{\pi h_0 d^2}{Q} \left[2 + \left(\frac{x}{d} \right)^3 - \frac{3x}{d} \right], \quad q = \frac{Q}{M},$$

где T_b — время, за которое контур вод с другой температурой подойдет к району термоводозабора; h_0 — пористость пласта; d — расстояние от термоводозабора до области питания; Q — суммарный дебит водозабора; x — расстояние от границы вод с различными температурами до области питания; M — мощность водоносного пласта. В формуле не учтено, что при движении воды по пласту частицы воды приобретают его температуру.

На территории Восточного Предкавказья большинство месторождений термальных вод располагаются на сравнительно близком расстоянии от выходов термоводоносных пластов на дневную поверхность, где последние пополняются холодными инфильтрационными водами. Так, например, месторождения Махачкалинское, Тернаирское, Изербашское и Грозненское, приуроченные

к среднемиоценовым отложениям, находятся на расстоянии 10—30 км от областей питания, что способствует компенсации отборов термальных вод в процессе эксплуатации. На этих месторождениях дебиты скважин при свободном фонтанировании достигают 1500—3200 м³/сутки, а температура воды на устье скважин 50—103° С.

С. Л. Полевой [167] путем теоретических расчетов по методу Х. А. Ловерье показал, что даже при весьма значительных скоростях (88 м/год) снижение температуры в эксплуатируемых объектах, находящихся в 10 км от области питания произойдет через 300 лет и составит 9,3° С, а при эксплуатации в течение 50—150 лет в районах, удаленных от области питания более 10 км, практически не будет иметь места. Существующий опыт эксплуатации нефтяных месторождений с жестко-водонапорным режимом подтверждает сделанный прогноз.

Подсчет эксплуатационных запасов термальных вод в условиях пластовых систем основывается на тех же теоретических предпосылках, что и подсчет запасов холодных вод: фильтрация рассматривается как однофазная и изометрическая. Стало быть, методическая литература по оценке запасов холодных вод (Н. Н. Виндеман, Ф. М. Бочеве, Б. И. Куделин, Н. А. Плотников, Н. И. Плотников, В. М. Шестаков, В. А. Мироненко и др.), основанная на теории упругого режима фильтрации, может служить пособием и при подсчете эксплуатационных запасов термальных вод. Тем не менее термодинамические процессы, происходящие в стволах скважин, значительно усложняют задачу оценки запасов термальных вод и требуют применения специальных методов.

Строго говоря, оценить эксплуатационные запасы рассматриваемых месторождений в большинстве случаев нельзя ни на основе подсчета объема подземных вод в недрах, ни простым суммированием дебита отдельных скважин, так как в пластовых водонапорных системах происходит сложный и длительный процесс перераспределения давления, который приводит к некоторому уменьшению начальных дебитов. Нередки случаи, когда исключается возможность получения прироста дебита при вводе в эксплуатацию дополнительного количества скважин.

Как и на месторождениях промышленных вод, эксплуатация термальных вод происходит чаще всего за счет сработки упругих запасов. Методы определения запасов термальных вод трещинно-жильного типа и вод пластового типа различны. Оценка прогнозных запасов термальных вод пластового типа может быть проведена либо при допущении равномерной по площади сработки упругих запасов, которые можно получить при намеченном понижении на конец заданного срока, либо расчетом расхода «большого колодца» при конкретных граничных условиях.

В первом случае принимается основная схема, при которой водоносные комплексы как бы ограничиваются непроницаемыми

контурами, а каждый из комплексов рассматривается в гидродинамическом отношении как единое целое [21].

В этом варианте рекомендуется пользоваться формулой

$$Q = \frac{\mu FS}{t_3},$$

где Q — расчетный расход, м³/сутки или м³/сек; F — площадь, м²; t_3 — расчетное время эксплуатации, сутки; μ — коэффициент упругой водоотдачи пласта, связанный с водопроницаемостью km , м²/сутки, и пьезопроницаемостью a , м²/сутки, соотношением $\mu = km/a$. Отсюда расчетная формула принимает следующий вид:

$$Q = \frac{kmFS}{at_3}.$$

С помощью этой формулы можно вычислить количество термальной воды, которое может быть извлечено из водоносного комплекса (горизонта) системой скважин, равномерно распределенных по всей площади его распространения при усредненном значении S . Учитывается сработка упругих запасов за период эксплуатации, принимаемый в 25 лет.

Расчеты методом «большого колодца» обычно применяются при прогнозировании водопритоков в горные выработки. Этот метод, очевидно, приемлем также для особо перспективных месторождений, где предполагаются достаточно большие сосредоточенные отборы термальных вод. Как и в предыдущем варианте, расчетные данные по водопроницаемости и понижению усредняются. При сложных геолого-структурных условиях подсчет прогнозных запасов может быть проведен на аналоговых вычислительных машинах. Следует иметь в виду, что главный показатель, определяющий прогнозные запасы, — водопроницаемость — изменяется в пределах отдельных водоносных комплексов в широком диапазоне — от 10 до 250 м²/сутки, редко более, чаще всего от 20 до 100 м²/сутки. По мере углубления залегания водоносных комплексов их водопроницаемость уменьшается.

По мнению Б. Ф. Маврицкого, районы, где скважины дают самоизлив с расходом не менее 5 л/сек и удельным дебитом не менее 0,1 л/сек, можно считать перспективными для использования термальных вод в практических целях. По минерализации и составу вода в идеальном случае должна приближаться к питьевой.

В заключение подчеркнем, что целесообразность использования глубинного тепла определяется рядом геологических и технологических показателей разработки термоводоносных пластов: температурой пластовых вод, дебитом и продуктивностью скважины, возможностью длительной фонтанной эксплуатации пластов, минерализацией и составом воды, режимом месторождения при разработке, экономикой района. Только при определенном соотношении указанных показателей может быть достигнута экономическая эффективность эксплуатации месторождения термальных вод.

Часть III

МИНЕРАЛЬНЫЕ ОЗЕРА. ЛЕЧЕБНЫЕ ГРЯЗИ

Советский Союз богат минеральными озерами. В обширных степях Казахстана, Западно-Сибирской низменности, полупустынях и пустынях Средней Азии местами наблюдаются сплошные озерные районы. По выражению академика А. Е. Ферсмана, «озерная зона минеральных озер СССР представляет собой огромные и притом совершенно специфические богатства для химической промышленности».

Эти озера давно привлекают к себе внимание исследователей из-за ценного минерального сырья для химической, электрометаллургической, строительной и фармацевтической промышленности, а также бальнеологического значения. Исследованием их в нашей стране занимались уже начиная со времен М. В. Ломоносова и «академических экспедиций». Сейчас соляные озера в нашей стране изучают с помощью метода физико-химического анализа, разработанного академиком Н. С. Курнаковым.

Еще в глубокой древности население степной и полупустынной зоны занималось добыванием соли из самосадочных минеральных озер и вело большую торговлю солью. Если раньше промышленность интересовалась минеральными озерами главным образом как объектами для добычи самосадочной поваренной соли и отчасти глауберовой, а маточные рассолы после ломки соли оставались в озере без использования, то теперь маточные рассолы для химической промышленности приобретают исключительное значение. Кроме того, в орбиту промышленного использования вовлекаются озера рассольные (рапные), в которых соли содержатся только в растворе. Из таких озер соли добываются путем устройства искусственных бассейнов, наполняемых озерным рассолом. Под влиянием тепла солнечных лучей рассол испаряется и в бассейне происходит садка солей.

Озерные месторождения солей — наиболее молодые месторождения полезных ископаемых. Максимальный возраст боль-

шинства из них 8—10 тыс. лет, многие образовались в современную эпоху, а другие формируются на наших глазах. Лишь некоторые соляные озера Нижнего Поволжья (Баскунчак, Эльтон и др.) в своих донных отложениях имеют соляные пласты, образовавшиеся в межледниковые эпохи, возраст которых исчисляется десятками тысячелетий.

В хлоридных соляных озерах добывается самосадочная поваренная соль, в сульфатных — тенардит и мирабилит, в содовых озерах — природная сода, в гипсовых — озерный гипс. Но этим не ограничивается практическое значение минеральных озера. На дне последних в большинстве случаев имеются более или менее мощные отложения ценнейшего в лечебном отношении ила, или минеральной грязи. В самосадочных озерах минеральная грязь сверху прикрыта коркой соли, иногда очень мощной, в несамосадочных же озерах она лежит непосредственно под рапой. Корка осложняет добычу, а кристаллы соли, попадающие в грязь, засоряют ее. Следует отметить, что лечебная грязь формируется также в слабосоленых и даже в совершенно пресных водоемах. В лечебных целях в СССР используются также грязи некоторых грязевых вулканов — сопочные грязи.

Глава 17

МИНЕРАЛЬНЫЕ (СОЛЯНЫЕ) ОЗЕРА

Минеральными или соляными называются озера, с содержанием суммы солей от 3,5% (35 г/кг) и выше. Граница между солоноватыми и солеными озерами взята не произвольно, а из природы. Эта граница соответствует как раз концентрации солей в океанской воде. Следовательно, минеральными озерами называются такие, содержание солей в водах которых равно или более содержания солей в океанской воде. Верхний предел указать невозможно, так как он зависит от степени растворимости солей, температура воды и других обстоятельств. Встречаются озера, рассолы которых содержат до 300 г/кг и более растворенных солей*.

Рассолы озера («рапа») — водные растворы, в той или иной степени насыщенные солями, причем молекулы солей в них в силу электролитической диссоциации присутствуют в виде ионов. Главнейшими ионами в рассолах являются следующие: катионы Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , анионы Cl^- , Co_4^{2-} , HCO_3^- , CO_3^{2-} . Кроме перечисленных в водах озера присутствует целый ряд других ионов,

* К лечебным минеральным озерам следует относить и те, минерализация воды которых значительно ниже установленной для промышленных вод. Воды океанов, морей и лагун также можно относить к лечебным.

из которых иногда промышленное значение приобретают бром, бор, калий.

Название «соляные», а не «соленые» озера объясняется тем, что в рапе содержатся разнообразные соли и вкус ее может быть и горьковато-соленым, и горьким.

Классификация минеральных озер основана на химическом составе рапы. В природе нет химически чистых рассолов; они обычно представляют собой 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 Н. С. Курнакова, усовершенствованной М. Г. Валяшко, согласно которой минеральные озера делятся на 4 химических типа. В табл. 27 сопоставляются классы и типы вод по классификациям М. Г. Валяшко, Ч. Пальмера, В. А. Сулина, О. А. Алекина и Н. И. Толстихина. К четвертому типу, по О. А. Алекину и М. Г. Валяшко, относятся редко встречающиеся в природе кислые минеральные озера.

Ввиду того что классификация Н. С. Курнакова — М. Г. Валяшко базировалась на изучении именно минеральных озер, остановимся на некоторых ее особенностях (М. Г. Валяшко, 1976 г.). В ходе развития природного раствора (системы, состоящей из воды и растворенных в ней веществ) в нем идут процессы отбора наиболее устойчивых ассоциаций солей. В природной водной системе такой отбор может пойти по 3 направлениям и привести к формированию 3 устойчивых типов раствора: 1) карбонатного или содового, когда $\text{CO}_3^{2-} + \text{HCO}_3^- > \text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$ (здесь и далее в эквивалентах); 2) сульфатного, когда $\text{CO}_3^{2-} + \text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-} \cong \cong \text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$, а $\text{CO}_3^{2-} + \text{HCO}_3^- < \text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$ и $\text{Ca}^{2+} < < \text{CO}_3^{2-} + \text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-}$; 3) хлоридного или хлоркальциевого, когда $\text{Ca}^{2+} > \text{CO}_3^{2-} + \text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-}$.

Процессы в этих трех типах растворов определяются равновесиями в системах: для карбонатного $\text{Na}_2\text{CO}_3 - \text{NaHCO}_3 - \text{Na}_2\text{SO}_4 - \text{NaCl} - \text{H}_2\text{O}$, для сульфатного $\text{Na}_2\text{SO}_4 - \text{MgCl}_2 - \text{MgSO}_4 - 2\text{NaCl} - \text{H}_2\text{O}$, для хлоридного $\text{CaCl}_2 - \text{MgCl}_2 - \text{NaCl} - \text{H}_2\text{O}$. Эти типы вод являются самостоятельными природными физико-химическими системами и не могут переходить из одного типа в другой под влиянием процессов только испарения (концентрирования), даже если происходит садка солей. Переход из одного химического типа растворов в другой в природе осуществляется, по М. Г. Валяшко, под воздействием процессов метаморфизма.

Ниже дана краткая характеристика типов минеральных озер.

Карбонатный или содовый тип ($\text{CO}_3^{2-} + \text{HCO}_3^- > \text{Mg}^{2+} + \text{Ca}^{2+}$). Карбонатный тип характеризуется следующим солевым составом:

Na_2CO_3	NaHCO_3	Na_2SO_4	NaCl
MgCO_3	—	—	—
CaCO_3	—	—	—

Таблица 27

Сопоставление классов и типов вод по разным классификациям

Классификация				
Ч. Пальмер (1911 г.)	М. Г. Валяшко (1935, 1972 г.)	В. А. Сулин (1946 г.)'	О. А. Алевин (1946 г.) с добав- лениями Е. В. По- сохова (1965 г.)	Н. И. Толстихин (1935, 1974 гг.)
Первый класс	Карбонатный или содо- вый тип	Гидрокарбонатнатри- евый тип	Тип I	Байкальский гидрокарбонат- ный магневокальциевый, Доронинский гидрокарбо- натно-натриевый содовый
Третий, четвертый	Сульфатный подтип N_2SO_4	Сульфатнатриевый	II	Тип оз. Шира, иссык-кульский мирабилитовый
	подтип $MgCl_2$	Хлормагниевый	IIIa	Океанский морской, эльтон- ский, сакский с наличием хлористого магния
	Хлоридный или хлор- кальциевый	Хлоркальциевый	IIIб	Усольский, тинакский с нали- чием хлористого кальция
Пятый	Кислые воды	Аналогов нет	IV	Улан-булакский, камчатско- курильский железистый кислый

Примечание. Второй класс, по Ч. Пальмеру, является промежуточным и аналогов в других классификациях не имеет.

Тип	$K_1 = \frac{Na_2CO_3 + NaHCO_3}{Na_2SO_4}$	$K_2 = \frac{Na_2SO_4}{MgSO_4}$	$K_2^1 = \frac{MgSO_4}{MgCl_2}$	$K_3 = \frac{MgCl_2}{CaCl_2}$
Карбонатный	н	2	1	1
Сульфатный:				
сульфатно-натриевый	0	н	2	1
сульфатно-магниевый	1	0	н	2
Хлоридный	1	1	0	н

Характерный коэффициент, по Н. С. Курнакову — М. Г. Валяшко (табл. 28).

$$K_1 = \frac{Na_2CO_3 + NaHCO_3}{Na_2SO_4}$$

где Na_2CO_3 , $NaHCO_3$ и Na_2SO_4 — содержание (%) каждой из солей в озерном растворе. Отличительным признаком карбонатного типа озер является наличие соды, полностью отсутствующей в остальных типах озер. Кроме соды в рассолах карбонатных озер в больших концентрациях могут содержаться хлористый натрий и серноислый натрий. В летнее время вследствие испарения рапы в содовых озерах могут садиться трона ($Na_2CO_3 \times NaHCO_3 \cdot 2H_2O$), галит, мирабилит ($Na_2SO_4 \cdot 10H_2O$), тенардит (Na_2SO_4) и некоторые редкие минералы. Зимой ввиду сильного охлаждения рапы садится десятиводная сода ($Na_2CO_3 \cdot 10H_2O$), а также мирабилит.

Природные содовые образования являются важным и экономически выгодным источником производства кальцинированной соды. Однако содовые минеральные озера встречаются в природе очень редко. На обширной территории Казахстана обнаружены незначительные содовые озераки в долинах рек Или, Иртыша, в Кустанайской области. Свообразной провинцией содового засоления является Кулундинская и Барабинская степи в Западной Сибири. В Кулундинской степи содовые озера расположены в древних долинах, в зоне произрастания соснового бора. Содовые озера имеются в Якутской АССР, Бурятской АССР и в Читинской области. Содовые озера Кулунды эксплуатируются, но запасы их незначительные. Крупные содовые озера известны

в районе действующего вулканизма Восточной Африки (Танзания и Кения). В настоящее время в СССР ставятся поисковые работы на месторождения ископаемой соды.

Сульфатный тип. Этот тип в отношении химического состава рапы выделяется высоким содержанием сульфатов натрия или магния. Его удобнее рассматривать по подтипам.

Сульфатнонатриевый подтип ($\text{HCO}_3^- < \text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+} < < \text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-}$) характеризуется следующим соевым составом:

—	Na_2SO_4	NaCl
$\text{Mg}(\text{HCO}_3)_2$	MgSO_4	—
$\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$	CaSO_4	—

Характерный коэффициент метаморфизации (табл. 28)

$$K_2 = \frac{\text{Na}_2\text{SO}_4}{\text{MgSO}_4}.$$

Здесь присутствуют все сульфатные соли. В летнее время из рапы происходит садка мирабилита, тенардита, астраханита ($\text{Na}_2\text{SO}_4 \times \text{MgSO}_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$), галита, в небольших количествах эпсомита ($\text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$) и других минералов. Зимой в твердую фазу выделяются из рапы мирабилит, эпсомит. К сульфатнонатриевому подтипу принадлежат озера преимущественно с речным соленакоплением (Ажбулат в Прииртышье, Тениз-Нурунский и Карасор в Центральном Казахстане, Иссык-Куль в Киргизии, Аралтюбесор в Прикаспийской низменности), представляющие практический интерес для добычи сульфата натрия (мирабилит, тенардит).

Хлормagneзиевый, или сульфатномагнезиевый, подтип ($\text{Cl}^- > > \text{Na}^+$, но $\text{Cl}^- < \text{Na}^+ + \text{Mg}^{2+}$) характеризуется следующим соевым составом:

—	—	NaCl
$\text{Mg}(\text{HCO}_3)_2$	MgSO_4	MgCl_2
$\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$	CaSO_4	—

Характерный коэффициент метаморфизации (см. табл. 28)

$$K_2^1 = \frac{\text{MgSO}_4}{\text{MgCl}_2}.$$

Из рапы отлагаются примерно те же соли, что и в озерах предыдущего подтипа, правда, в иных пропорциях. Хотя в данной рапе сульфата натрия нет, но в ней могут кристаллизоваться мирабилит и тенардит. Дело в том, что наши представления о соевом составе рассолов являются гипотетическими, 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 хлормagneйного подтипа очень широко развиты в пустынной и полупустынной зоне СССР. Они могут иметь как континентальное, так и морское происхождение (Кара-Богаз-Гол).

Хлоридный или хлоркальциевый тип ($\text{Cl}^- \gg \text{Na}^+ + \text{Mg}^{2+}$). Этот тип озер характеризуется следующим солевым составом:

—	—	NaCl
—	—	MgCl ₂
Ca(HCO ₃) ₂	CaSO ₄	CaCl ₂

Характерный коэффициент метаморфизации (табл. 28)

$$K_3 = \frac{\text{MgCl}_2}{\text{CaCl}_2}.$$

В летнее время из такой рапы возможна садка галита и гипса и некоторых редких минералов (бишофит). В зимнее время из рапы может кристаллизоваться гидрогалит ($\text{NaCl} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$).

Отличительной особенностью химического состава озер хлоридного типа является присутствие в их рапе хлоридов кальция, что как раз и предопределяет редкую встречаемость озер такого состава. Хлориды кальция — специфический компонент глубинной обстановки, в поверхностных условиях он становится неустойчивым ввиду присутствия в поверхностных водах солей антагонистов — Na_2SO_4 , MgSO_4 , NaHCO_3 и др. В пределах Казахстана озера хлоридного, точнее, хлоркальциевого типа образуются только в тех случаях, когда в питании их участвуют подземные воды, содержащие хлориды кальция. Такие озера имеются в Прикаспийской низменности (Тинакские и др.). К этому же типу относится Мертвое море в Палестине, в водно-солевом балансе которого существенную роль играют глубинные хлоридные кальциевонатриевые рассолы. В табл. 28 приводятся изменения значений коэффициентов метаморфизации от типа к типу: $0 < n < \infty$.

Пользуясь табл. 28, путем подстановки числового значения соответствующего солевого состава рапы в коэффициенты можно определить химический тип минерального озера.

В табл. 29, 30, 31 дан солевой состав озер содового, сульфатного и хлоридного типов.

Рапа минеральных озер разделяется на поверхностную и донную, а последняя в свою очередь делится на межкристальную и иловую. Межкристальная рапа заполняет поры в пластах солей, иловая заключена в иловых отложениях, подстилающих и окаймляющих соляную залежь. Пористость солей колеблется от 10 до 30—35%, пористость ила иногда достигает 50%.

По соотношению объемов жидких и твердых фаз минеральные озера делятся на 3 группы, в которых: 1) соли находятся только в жидкой фазе, 2) под слоем рапы имеются отложения солей, 3) основная масса солей находится в твердой фазе. Имеется

Т а б л и ц а 29

Химический состав рассолов содовых озер,
г/кг

Соли	Кулундинская степь		Восточная Сибирь	
	Танатар II	Танатар I	Доронинское	Хатачей
HCO ₃	0,05	0,20	Нет	0,07
MgCO ₃	0,03	0,07	»	0,01
Na ₂ CO ₃	36,9	76,1	15,47	8,37
NaHCO ₃	7,82	8,3	13,85	10,07
Na ₂ SO ₄	9,92	15,5	0,38	5,32
NaCl	29,5	39,2	7,14	32,94
С у м м а	84,22	139,37	36,84	56,78

Т а б л и ц а 30

Химический состав рассолов сульфатных
озер Центрального Казахстана, г/кг

Соли	Сульфатнонатриевый подтип (тип II)		Хлоридномагниевого подтипа (тип IIIa)	
	Ажбулат	Кашкан- телиз	Маралды	Терсаккан
NaCl	206	201	264	206
MgCl ₂	Нет	Нет	31,9	36,8
Na ₂ SO ₄	37,1	41,6	Нет	Нет
MgSO ₄	51,9	48,1	9,51	43,3
CaSO ₄	0,69	Нет	0,61	0,25
С у м м а	345,7	290,7	306,02	286,4

определенная условность в таком делении, поскольку под влиянием климатических изменений озера могут переходить из одной группы в другую. Озера первой группы называются рапными или пловыми. Обычно они имеют небольшую глубину, редко превышающую 2—3 м. Уровни в рапных озерах в течение года колеблются в пределах 0,5—0,8 м; за многолетний период эти колебания могут достигать нескольких метров [66]. Изменения уровня сопровождаются изменениями минерализации рапы. Наиболее низкая минерализация наблюдается зимой и весной, когда испарение почти прекращается, а приток воды в озеро усиливается. Озера второй группы также называются рапными или самосадочными. Вследствие наличия твердых солей рапа в этих озерах обычно находится в стадии насыщения, так как разбавление ее

Таблица 31

Химический состав рассолов хлоридных
(хлоркальциевый) озер, г/кг

Соли	Заволяжье	Центральный Казахстан		
	Баскунчак	Экибастуз	Киякты	Кипчак
NaCl	167	194	200,3	80,9
KCl	8		He опр.	
MgCl ₂	101	4,27	4,42	20,7
CaCl ₂	28	7,46	8,50	1,56
CaSO ₄	1,5	1,78	1,98	1,05
Ca(HCO ₃) ₂	0,3	0,3	0,2	0,2
Сумма	305,8	207,8	215,4	104,4

весной компенсируется переходом части солей в раствор, а испарительное концентрирование летом вызывает выпадение из рапы солей (новосадки). Озера третьей группы называются «сухими». На их поверхности рапа появляется периодически, преимущественно в холодное время года.

В сухих соляных озерах в летнее время поверхностная рапа совсем или почти совсем не сохраняется, но все соляные и иловые отложения насыщены донной межкристалльной и иловой рапой. В связи с этим в сухих озерах наблюдается выделение солей не над ранее осевшими солями, а в иловых отложениях под ними, куда опускается наиболее сконцентрированная за лето вследствие испарения рапа (как более тяжелая жидкость). Там накапливаются и выделяются из рапы соли, например астраханит или эпсомит под отложениями галита и т. д.

Образование сухих соляных озер связано с тем, что в определенный момент сгущения рассолов испарением объем остающихся маточных рассолов $V_{м.р}$ становится равным и даже меньшим, чем объем выделившихся до этого из рассола солей $V_{тв}$. При $V_{тв} \geq V_{м.р}$ озеро переходит в стадию сухого, в котором маточный раствор распределен между кристаллами солей в донных отложениях (донная межкристалльная рапа).

В сухих соляных озерах, где сверху залегают пласт галита, минерализация поверхностной рапы в осенне-зимне-весеннее время понижается в 1,5—2 раза, достигая 180—120 г/л, а потом быстро восстанавливается до 220—280 г/л. В озерах, где сверху залегают пласт мирабилита или тенардита, минерализация рапы в холодное время года иногда понижается до 70—30 и даже до 10 г/л [66].

Соляные залежи сухих озер обычно состоят из 1—4 и более пластов различных солей — галита, астраханита, мирабилита,

эпсомита, тенардита, глауберита. Встречаются озера, представленные одним пластом галита или мирабилита. Мощности пластов солей изменяются в широких пределах (м): галита на одних озерах достигает 1,5—2,5 на других не превышает 0,1—0,2; мирабилита от 0,1 до 2—3,5; эпсомита до 0,5—1,0; астраханита до 0,5—1,0, редко до 2; тенардита 0,2—0,6, редко 0,8—1,0.

Кроме перечисленных типов соляных озер встречаются еще так называемые подпесочные озера, которые характеризуются полным отсутствием рапы в течение всего года. Уровень донной рапы лежит намного ниже поверхности твердых озерных отложений. Верхняя часть соляных отложений (выше уровня рапы) иногда бывает затронута карстовыми процессами. На поверхности такой соляной залежи вместо рапы обычно залегают слои наносов. Стадия жизни «подпесочного» озера характеризует переход его в мертвую соляную залежь.

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 мертвую соляную залежь. Наряду с этим существуют чисто рапные озера, в которых отсутствует твердая фаза. Такие озера не являются самосадочными. Естественная садка солей в озерах происходит только при некоторых высоких концентрациях их рассолов. Ориентировочно можно указать нижний предел, при котором начинается выпадение из рассола твердых солей (твердой фазы). Этот предел зависит от температуры, химического состава рассола, характера осаждающихся солей и других факторов. Тем не менее этот предел для начала садки сульфата натрия, и особенно поваренной соли, будет намного больше концентрации морской воды (35 г/л). Понимание химической диаграммы и знание равновесий в соответствующих системах позволяют определить концентрацию, при которой начинается садка той или иной соли при данной температуре.

В каждом самосадочном озере рапа (жидкая фаза) находится в состоянии физико-химического равновесия с солями (твердая фаза), залегающими на дне озера. Например, при сгущении рапы под влиянием испарения жидкая фаза становится перенасыщенной и избыток солей переходит в твердую фазу. При разбавлении рапы дождевыми или другими водами происходит обратный процесс, при котором жидкая фаза будет ненасыщенной, что вызовет растворение твердых солей.

Природные рассолы представляют собой чаще всего раствор нескольких солей, поэтому при испарении будет садиться сначала одна какая-нибудь соль, затем другая, третья и т. д. Поэтому необходимо знать ту последовательность, в которой будут отла-

гаться соли в рассоле данного озера, если оно подвергнется испарению при той или иной температуре. Соли выпадают в порядке их растворимости, т. е. сначала выделяются малорастворимые, затем хорошо растворимые. Но часто решающее значение имеет температура. Растворимость Na_2CO_3 при 0°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, галит — летом. Последовательность выделения минералов при прогрессирующем испарении растворителя определяется двумя главными факторами равновесной системы: составом растворов и их температурой, при которой происходит кристаллизация. С течением времени в образовавшихся осадках совершаются некоторые преобразования (диагенез) и превращение их в плотные массы. Как процессы кристаллизации солей, так и процессы их диагенеза сопровождаются соответствующими изменениями химического состава водных растворов.

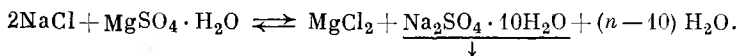
Обратимся к рассмотрению метаморфизации вод морей и континентальных соляных озер под влиянием кристаллизации солей. По Я. Г. Вант-Гоффу, из морских вод в лабораторных условиях может выделиться 11 минералов. Однако естественное испарение рассолов указывает на меньшее разнообразие кристаллизующихся минералов.

В морскую стадию существования бассейна одним из первых выделяется кальцит CaCO_3 . Лагунная стадия обычно начинается с садки гипса $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Вторым выпадает галит NaCl . В процессе испарения к нему присоединяется эпсомит $\text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$, сменяющийся гексагидритом $\text{MgSO}_4 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$. При дальнейшей концентрации рассола начинают выделяться карналлит $\text{MgCl}_2 \times \times \text{KCl} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ совместно с гексагидритом.

В соответствии с перечисленными стадиями осуществляется коренная метаморфизация морской воды. По мере концентрирования последней и выпадения солей происходят существенные изменения в ее ионно-солевом составе. В стадии кальцитовой и гипсовой седиментации уводятся из раствора ионы кальция, гидрокарбонатные и основная масса сульфатных ионов. В остаточном растворе содержание хлоридов натрия и магния увеличивается. В ходе галитовой стадии, характеризующейся наиболее обильным выпадением осадка, раствор достигает высокой степени концентрирования, из хлоридного натриевого превращается в хлоридный магниевый и к началу последней, бишофитовой, стадии ($\text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$) маточный раствор состоит в основном из хлоридов магния с примесью MgSO_4 , KCl , NaCl .

В континентальных бессточных озерах метаморфизация растворов в процессе минералообразования ввиду иного исходного состава вод протекает по-другому. В конечном же счете и здесь обычно формируется хлоридная магниевонатриевая, а в некоторых случаях даже хлоридная магниевая рапа. Как полагает

А. Е. Ходьков [230], накоплению в озерах хлоридов магния способствует течение реакции



На примере такого огромного соленосного региона, как Казахстан, можно убедиться в широком распространении самосадочных озер с рапой указанного состава.

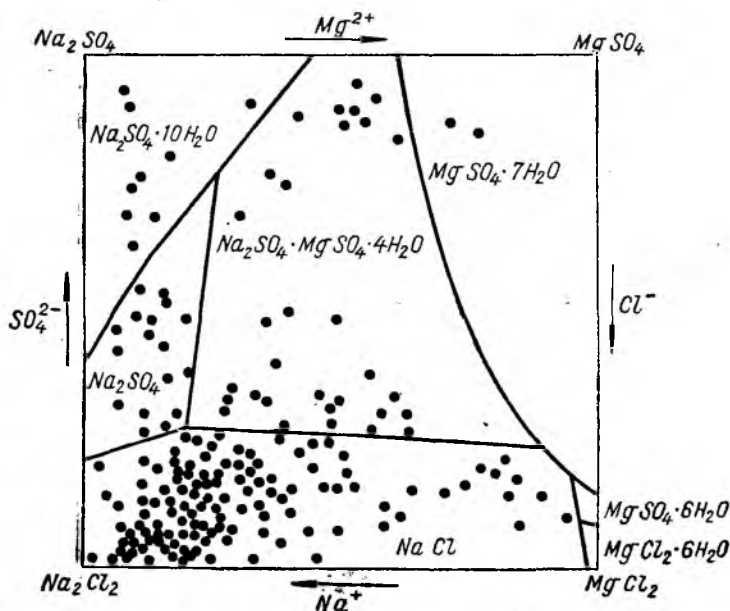


Рис. 5. Состав рассолов самосадочных озер Казахстана.

Полное и глубокое исследование физико-химических свойств соляных рассолов было проведено академиком Н. С. Курнаковым и его учениками. При изучении равновесий между рассолом и твердыми солями был применен метод построения физико-химических диаграмм. Не вдаваясь в детали этого метода, необходимо отметить, что так называемая «равновесная диаграмма» позволяет решать целый ряд важных теоретических и практических вопросов, связанных с использованием соляных озер. Пользуясь этой диаграммой, 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 наносят так называемую фигуративную точку состава рассола. Принцип нанесения точек довольно прост: учитывается содержание главных солей, определяющих минерализацию рассолов. Так, например, соляные озера Казахстана в подавляющем

большинстве относятся к сульфатному типу и в них главными солями являются Na_2SO_4 , MgSO_4 , NaCl , MgCl_2 (рис. 5). Содержание гидрокарбонатов не принимается во внимание поскольку они присутствуют в ничтожных количествах.

Точки состава рассолов соляных озер Казахстана на равновесной диаграмме Иенеке $2\text{NaCl} + \text{MgSO}_4 \rightleftharpoons \text{MgCl}_2 + \text{Na}_2\text{SO}_4$ при 25°C чаще всего попадают в поле кристаллизации галита. Следовательно, первым из континентальных растворов будет

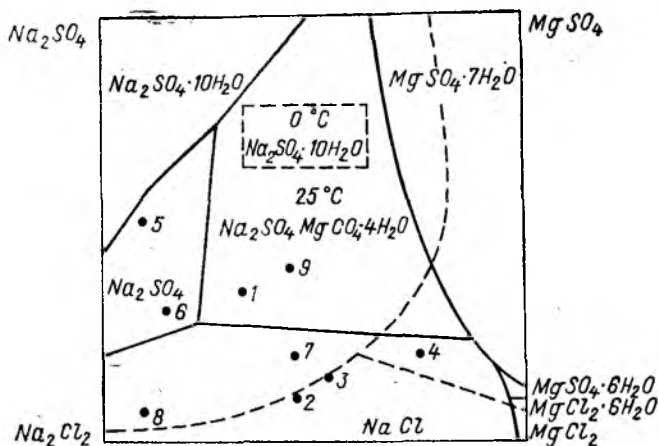


Рис. 6. Состав вод Арала и Балхаша и связанных с ними рассолов самосадочных озер.

1 — Аральское море; 2 — южный плёс Жаксы-Клыча; 3 — северный плёс Жаксы-Клыча; 4 — осадочный бассейн на берегу Жаксы-Клыча; 5 — Балхаш; 6 — Кашкентениз; 7 — Терсаккан; 8 — Каспийское море; 9 — средний химический состав речной воды всей территории СССР, по О. А. Алекину.

выпадать галит. В зависимости от примесей ионов SO_4^{2-} и Mg^{2+} кристаллизация галита в чистом виде вскоре прекращается, и к этой соли будут примешиваться тенардит Na_2SO_4 и эпсомит $\text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$. В озерах, богатых сульфатами, связанных с речным соленаккоплением, наряду с галитовой существует стадия мирабилитовая, иногда тенардитовая. Так как садка мирабилита предшествует кристаллизации галита, то в рапе сульфатных озер, обычно не достигающей галитовой стадии, преобладают хлориды натрия.

В левом нижнем углу диаграммы сосредоточены точки, отражающие состав почти «чистых» хлориднонатриевых рассолов. Озера с подобным химическим обликом встречены не только среди соленосных отложений, но и там, где последние отсутствуют (Центральный Казахстан).

На рис. 6 штриховой линией обозначена другая равновесная диаграмма при 0°C , из которой явствует, что большинство фигу-

ративных точек попадает в поле кристаллизации мирабилита. Следовательно, в зимнее время из этих рассолов будет садиться мирабилит, независимо от того, что состав рассола, например Терсаккана, находится в поле поваренной соли при 25° С.

Представляют интерес озера, в которых соленакопление осуществлялось путем поступления вод из крупных водных бассейнов, например Арала, Балхаша. Химический состав вод Арала и Балхаша сформировался в результате метаморфизации речных вод, питающих эти озера. В самосадочных озерах, связанных с Аралом и Балхашем, можно проследить дальнейшие стадии метаморфизации речных вод, совершающиеся главным образом под влиянием минералообразования.

Точка состава рассола Аральского моря попадает в поле кристаллизации астраханита, и поэтому эта соль составляет нижнюю часть оз. Жаксы-Клыч, питавшегося в прошлом водой Арала. Рапа же озера по сравнению с водой моря обеднена сульфатными ионами, хлоридами натрия и сильно обогащена хлоридами магния. Эти различия объясняются выпадением из раствора астраханита и галита. Поэтому рапа садочного бассейна на берегу оз. Жаксы-Клыч, представляя собой маточник после окончания кристаллизации галита, является хлоридной магниевой. Таким образом, в результате концентрирования, сопровождаемого выпадением ряда минералов, вода Аральского моря из хлоридной натриевой с высоким содержанием сульфатов и магния метаморфизовалась в хлоридную магниевую. Первая стадия седиментации — гипсовая — не зафиксирована в осадках Жаксы-Клыча. По всей вероятности, гипс отлагался по пути движения воды из Аральского моря к Жаксы-Клычу и в самом Арале.

Метаморфизация балхашской воды прослеживается на примере двух озер, генетически связанных с Балхашем: Кашкентениза и Терсаккана. Точка состава рассола Балхаша падает в поле кристаллизации тенардита, и соляную залежь оз. Кашкентениз образует главным образом этот минерал. Состав рапы оз. Кашкентениз хлоридный натриевый. В основании залежи оз. Терсаккан лежит астраханито-мирабилитовый слой, сменяемый выше галито-астраханитовым, а еще выше галитовым. Такое строение залежи можно объяснить участием в питании Терсаккана подземных вод иного состава. Рапа Терсаккана является хлоридной натриевой с высоким содержанием магниезиальных солей.

Из рассольных озер (не самосадочных) соли получают методом бассейнизации, позволяющим добывать не одну какую-нибудь соль, а целый комплекс солей, содержащихся в рассоле. Применяя этот метод, летом можно получать поваренную соль, а из оставшейся рапы в зимнее время будет выделяться чистый мирабилит. Остаточная рапа после садки перечисленных солей, так называемый маточник, будет обогащена главным образом хлористым магнием и бромом, представляющими неменьший промышленный интерес, чем уже указанные соли.

Соляная залежь «сухого» самосадочного озера имеет обычно форму плоско-вогнутой линзы (рис. 7), поверхность которой периодически бывает покрыта рапой. Последняя пропитывает, как правило, все соляные и иловые отложения озера. В летнее время вследствие испарения поверхностной рапы на поверхности озера образуется тонкий слой — новосадка. Так как подавляющее число озер относится к сульфатному типу, новосадка чаще представлена галитом, иногда мирабилитом или тенардитом. Будучи временным слоем, новосадка с наступлением дождей

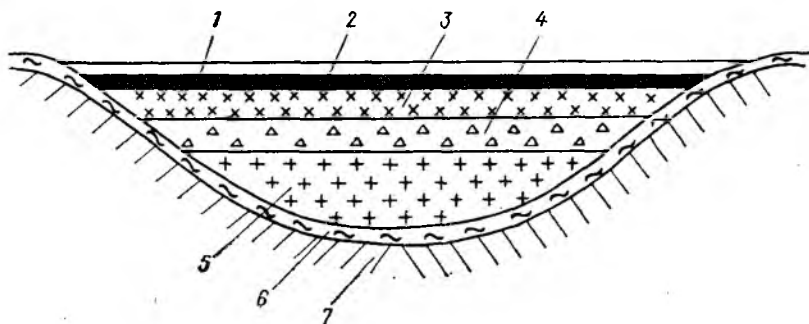


Рис. 7. Схема строения соляной залежи.

1 — поверхностная рапа; 2 — новосадка; 3 — старосадка; 4 — гранатка; 5 — корневая соль; 6 — ил; 7 — корневое ложе.

растворяется. Однако в засушливые годы она может сохраниться до следующего лета 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. В условиях Западной Сибири на соляных озерах в разные годы новосадка галита составляла 3—5,5 см. В Кара-Богаз-Голе ежегодная садка соли 7—8 см.

Во многих озерах под старосадкой залегают довольно мощный слой рыхлой рассыпчатой, загрязненной илом поваренной соли в виде нецементированных 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 еще корневая соль (соляное сердце, стеклец, соляной пол и т. д.), нередко обладающая большой мощностью. Эта соль образовалась на более ранних этапах развития озер. Корневая соль может состоять из галита, астраханита, мирабилита, тенардита или из смеси двух или трех солей. При испарении воды

Аральского моря первым садится астраханит, и поэтому вполне объясним астраханитовый состав корневой соли тех самосадочных озер, в которых соленакопление шло за счет аральской воды (например, оз. Жаксы-Клыч и др.).

Под корневой солью мы сейчас понимаем, пишет М. Г. Валяшко (1976 г.), отложения солей, выделившихся из донной рапы, в отличие от старосадки, выделившейся из поверхностной рапы и потом захороненной. Корневая соль может образовываться за счет перекристаллизации старосадки. Наличие корневой соли указывает на то, что донная рапа насыщена солями, а потому озера с корневой солью легко достигают насыщения поверхностной рапы после весеннего разбавления и ежегодно садят соль.

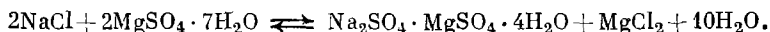
В самосадочных озерах с корневой солью формирование новосадки происходит ежегодно, без корневой соли — не каждый год. Роль корневой соли как своего рода регулятора садки солей сводится к тому, что в исключительно влажные годы высокая концентрация рапы поддерживается за счет растворения корневой соли, и как только устанавливается сухая погода, начинается образование новосадки. В озерах, где нет корневой соли, рапа сильно обводняется и может быть доведена до стадии насыщения только в сухие следующие годы. Следовательно, на озерах без корневой соли, т. е. с нерегулярной садкой, плановая добыча соли будет нерентабельна.

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 больше, чем поверхностной. От последней донная рапа отличается большей концентрацией солей и нередко служит самостоятельным объектом эксплуатации.

Среди минералов, образующихся в озерах, различают первичные (метастабильные) и вторичные (стабильные). Первичные переходят в осадок на первой (седиментационной) стадии. Это быстро и легко кристаллизующиеся соли — галит, гипс, сода, мирабилит, эпсомит и др. Вторичные минералы кристаллизуются медленно на последней стадии осолонения. К числу их принадлежат глауберит, астраханит, тенардит, кизерит и др. Вторичные минералы образуются путем перекристаллизации первичных (процессы диагенеза). Если в донных отложениях имеется мирабилит, то процесс перекристаллизации протекает по реакции



Если же в донных отложениях присутствуют галит и эпсомит, то процесс перекристаллизации идет по реакции



В обоих случаях образуется вторичный минерал астраханит. Однако происходящая в настоящее время кристаллизация астраханита с галитом в Кара-Богаз-Голе свидетельствует о том, что астраханит может иметь и первичное происхождение.

Л. М. Гроховский [66] среди сухих озер Северного Приаралья по минеральному составу солей различает группу галитовых озер, в которых сверху залегает пласт галита, а под ним большей частью пласты сульфатных солей, и группу мирабилитовых или тенардит-мирабилитовых озер, в которых соляная залежь слагается этими сульфатными минералами.

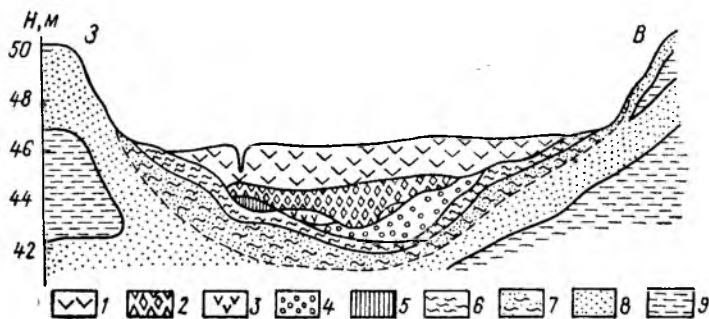


Рис. 8. Разрез галитового озера

1 — галит; 2 — астраханит; 3 — эпсомит; 4 — мирабилит; 5 — кашеобразный глауберит; 6 — ил; 7 — илистый песок; 8 — песок; 9 — суглинок, глина.

На рис. 8, 9 фигурируют геологические разрезы поименованных типов самосадочных озер. В галитовом озере сверху залегает мощный пласт галита NaCl , под ним покоится большая линза, образованная астраханитом $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot \text{MgSO}_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ и мирабилитом $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$, и в самом низу прослеживаются две незначительные линзы: одна — эпсомита $\text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$, другая — глауберита $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot \text{CaSO}_4$. Дно и борта котловины сложены песчано-глинистыми отложениями.

Мирабилитовое озеро имеет более простое строение. В нем под тонким слоем выветрелого мирабилита («нагара») залегают слои плотного, крупнозернистого и рыхлого мирабилита. Соляная залежь подстилается илами и илистыми песками.

По происхождению минеральные озера делятся на 3 группы: морские, континентальные и континентально-морские. К первой группе относятся озера, непосредственно отшнуровавшиеся от моря, являющиеся бывшими его заливами, бухтами, лиманами и т. д. Соленакпление в них идет за счет концентрирования морской воды, проникающей 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, Аральского и Черного морей.

Ко второй группе относятся озера материкового или континентального происхождения, котловины которых образовались на суше. Континентальные озера могут быть расположенными как вдали от моря, так и в непосредственной близости от него. Стекающие в континентальные бессточные озера воды ручьев, речек и дождевые воды вносят в них массу солей. Кроме того, водно-солевое питание может идти за счет подземных вод, выходящих

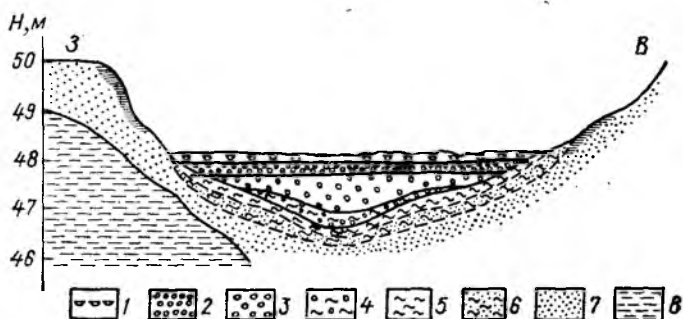


Рис. 9. Разрез мирабилитового озера.

1 — «нагар» мирабилита; 2 — плотный мирабилит; 3 — крупнокристаллический мирабилит; 4 — рыхлый мирабилит с илом; 5 — ил; 6 — илистый песок; 7 — песок; 8 — суглинок, глина.

в виде ключей в дне озерной котловины. И поверхностные, и подземные воды заимствуют соли из почв и горных пород посредством их растворения и выщелачивания. Чем больше солей содержится в породах, слагающих бассейн данного озера, тем быстрее будет идти процесс соленаккопления в озере.

В образовании озер третьей группы принимают участие как морские, так и континентальные элементы, и в природе такие озера встречаются реже.

Приморские озера (например, Сасык — 71, Донузлав — 47 км² в Крыму) возникают из лагун. Судя по водно-солевому балансу крымских озер, они в основном питаются подземными и поверхностными водами, а также атмосферными осадками. Только от 2 до 11% общего водного баланса приходится на фильтрацию морской воды через пересыпь. Однако главная масса солей в озера поступает все же из моря, так как концентрация солей в морской воде составляет 18 г/л, тогда как в континентальных водах всего 0,3—0,5 г/л. Поэтому приморские озера обычно сохраняют гидрохимические черты моря.

Для формирования минеральных озер необходимы следующие условия: 1) сухой климат пустыни и полупустыни, где относительная влажность воздуха очень мала, осадки незначительны

(не более 100—200 мм в год), а испарение велико; 2) наличие областей водно-солевого питания или в виде моря, или значительных площадей водосбора, сложенных разнообразными породами, или же, наконец, наличие древней соляной залежи, из которой воды могут выщелачивать соли и сносить их в котловины; 3) наличие достаточно крупных изолированных бессточных водоемов, куда поступают воды, но убыль влаги совершается в основном или полностью через испарение.

Котловины бессточных водоемов могут быть эрозийными (плотинными), дефляционными, тектоническими, карстовыми, реликтовыми (заливы и лиманы, отшнуровавшиеся от моря). Важно отметить, что соляное самосадочное озеро есть месторождение особого рода, в котором накопление солей совершается на наших глазах, и поэтому при оценке месторождений следует принимать во внимание не только запасы солей в озере, но и скорость восстановления этих запасов. Полоса минеральных озер Советского Союза занимает зону южных степей, полупустынь и пустынь и тянется на огромном протяжении от Бессарабии до Тихого океана, охватывая степи Азово-Черноморского побережья, Прикаспия, полупустыни Средней Азии, Казахстана, пустынно-степные просторы Западной Сибири и Забайкалья.

В водно-солевом питании минеральных озер участвуют различные источники. В зависимости от их характера можно выделить несколько типов соленаккопления: 1) речной, 2) за счет крупных водных бассейнов, 3) за счет глубинных подземных вод, 4) за счет грунтовых вод, 5) за счет поверхностно стекающих талых и дождевых вод.

Типом соленаккопления определяется режим минерального озера и химический состав его соляной массы. При речном соленаккоплении, естественно, должны формироваться сульфатные озера, поскольку точки состава попадают в поле кристаллизации сульфата натрия. Так как речная вода при своем движении не подвергается такой метаморфизации, как подземная, то на последнем этапе пути реки могут формироваться минеральные конечные озера сульфатонатриевого подтипа (второго типа, по О. А. 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 в многолетнем разрезе. В условиях Средней Азии и Казахстана речному типу соленаккопления отведена основная роль. Целый ряд крупных и малых рек заканчиваются в системах бессточных озер: минеральные сульфатные озера Тениз-Нурийский, Ажбулат, Карасор, соленоватые водоемы Балхаш, Аральское море, Иссык-Куль.

Второй тип соленаккопления аналогичен морскому. По периферии Арала, Каспия, 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 собой 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 соленакопления. Из глубоких 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 соленакопления образуются озера, богатые хлоридами, обычно хлормagneиевого подтипа (тип IIIa) и в редких случаях хлоридного типа (хлоркальциевого). Последний формируется, как правило, в результате питания озер глубинными рассолами хлоркальциевого типа (тип IIIб).

Озера, питаемые грунтовыми водами, отличаются разнообразием состава, что обусловлено различным составом питающих их вод. Иначе говоря, имеется определенное соответствие между составом тех и других. Среди этой группы 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. Здесь 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 произойти некоторые изменения, называемые метаморфизацией. Теория метаморфизации соляных озер вначале разрабатывалась А. Вериго, Н. С. Курнаковым, Б. П. Кротовым, С. А. Щукаревым. Дальнейшее развитие она получила в работах М. Г. Валяшко. Согласно М. Г. Валяшко, между химическими типами озер существует генетическая связь, которую он выражает следующей схемой:

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.

Прятому, или нормальному, процессу метаморфизации, по М. Г. Валяшко, будет содействовать увеличение 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. Он связан с увлажнением климата, понижением минерализации

природного раствора и увеличением водообильности. М. Г. Валяшко подчеркивает при этом, что переход из одного химического типа в другой в природе осуществляется под воздействием процессов метаморфизации. В данном случае под метаморфизацией, в узком понимании, подразумеваются такие необратимые или труднообратимые изменения раствора, которые вызываются взаимодействием растворов с веществом окружающей среды (постоянным данной водной системе) или воздействием живого вещества. Эти процессы метаморфизации подчиняются определенным закономерностям (метаморфизация в прямом и обратном направлениях). Однако следует иметь в виду, что без привходящих процессов метаморфизации один процесс испарения и высыхания раствора, например содового типа, не повлечет изменения типа раствора. Он так и останется вплоть до высыхания раствором содового типа. В самом деле, изучение минеральных озер в СССР показало, что в большинстве случаев усыхание или обводнение озер в связи с периодическими изменениями климата не влечет за собой изменения типа воды конкретного озера.

Схема М. Г. Валяшко была первоначально разработана для минеральных озер. Однако она применима и для других природных вод, в том числе и для подземных. Для вод нефтяных месторождений химическая классификация разрабатывалась В. А. Сулиным. Сходство этих классификаций видно в табл. 27. Учение о метаморфизации вод является крупным достижением отечественной науки. С его помощью могут быть поняты и даже предсказаны направления изменения химического состава природных вод при их взаимодействии со средой (горные породы, температура, давление и т. п.).

За период существования озера в составе его соляной массы, конечно, происходят существенные преобразования, но химический тип озера чаще всего сохраняется. Метаморфизация имеет свои ограниченные пределы. В результате выпадения из рапы мирабилита или тенардита сульфатнонатриевый подтип может метаморфизоваться в хлоридномагневый, а при растворении названных минералов произойдет обратное превращение. Однако типичные хлоридные (хлоркальциевые) озера не могут быть конечной стадией метаморфизации сульфатного типа озер. Как сказано, необходимым условием для их возникновения является участие в их водно-солевом балансе глубинных хлоркальциевых рассолов. Точно также при рассолении сульфатного озера вместо него не появится карбонатное [173].

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, содержащими соду. Под влиянием испарительного

концентрирования минерализация содовых вод в озерах постепенно возрастает, достигая иногда стадии насыщения. Формирование же пресных поверхностных и грунтовых вод содового типа в условиях названной степи является следствием выветривания натрийсодержащих силикатных пород, развитых в этом районе. Такое толкование генезиса содовых вод Кулунды было высказано и научно обосновано А. Ф. Горбовым, а затем Н. М. Страховым, А. Н. Разживиной и Е. С. Житовой [203].

Необходимо добавить, что при цепочкообразном и концентрическом расположении озер, когда одни (выше расположенные) озера являются периодически проточными, а другие (самые нижние) бессточными, наблюдается дифференциация солевого состава рассолов в направлении $\text{HCO}_3^- \rightarrow \text{SO}_4^{2-} \rightarrow \text{Cl}^-$. Эта дифференциация прослеживается в системе озер, расположенных на разных уровнях в одной общей котловине, между которыми имеется общая подземная или поверхностная связь. По существу, такие озера представляют собой обнажение зеркала грунтовых вод.

Причина состоит в следующем. Выпадение на дне озера осадков ухудшает проточность и вызывает некоторую застойность и концентрацию солей в воде. Первая стадия развития полупроточного озера знаменуется накоплением в воде гидрокарбонатных солей и выпадением их в осадок. В благоприятных условиях может сформироваться содовое озеро. Весной, при поднятии уровня грунтовых вод, из него происходит отток богатых сульфатами вод в нижележащее озеро. В последнем концентрация солей по сравнению с предыдущим увеличивается вследствие испарения. Осенью возможна садка мирабилита. Весной из такого озера в нижележащее озеро будут стекать хлоридные воды или рассолы, которые в конечном счете аккумулируются в самом нижнем бессточном озере.

В результате процесса метаморфизации, происходящего под влиянием испарительного концентрирования и выпадения солей, пресная гидрокарбонатная вода постепенно метаморфизуется в соленую хлоридную, но при этом хлоркальциевый тип вод не возникает.

Н. И. Толстихин, изучая состав воды озер Западной Монголии, выяснил, что проточные озера, расположенные на наиболее высоких отметках, имеют воды гидрокарбонатные магниевокальциевые пресные байкальского, косокольского типов, на более низких отметках — содовые солоноватые доронинского типа, еще ниже — солоноватые и соленые сульфатные натриевые исык-кульского типа, наконец на самых низких отметках непроточные озера — вода наиболее высоко минерализованная сакского типа — хлоридная натриевая по преобладанию ионов и хлормагниевая по их соотношению, т. е. сульфатного типа, хлормагниевого подтипа, по М. Г. Валяшко, или типа IIIa, по О. А. Алекину — Е. В. Посохову. Одновременно с изменением минерализации и состава происходит общее движение поверхност-

ных и подземных вод от пресных озер байкальского типа к соленым хлормagneйевым через солоноватые и мирабилитовые. Отсюда напрашивается вывод о зональном размещении озер разной минерализации и состава в зависимости от физико-географических, гидрогеологических условий и направления стока природных вод. Механизм такого преобразования состава озер раскрыт выше.

Минеральные озера в большинстве своем — современные образования. Процесс накопления солей в них с разными темпами происходит и в настоящее время. Поэтому при планировании соледобычи на озерах следует учитывать скорость восстановления запасов солей. Например, по ориентировочным подсчетам в сравнительно небольшое оз. Коряковское вблизи г. Павлодара ежегодно в среднем поступает около 8000 т хлористого натрия [173]. Добыча поваренной соли на этом озере началась в XII в.

В заключение рассмотрим практическое значение минералов, составляющих основную массу соляных озер. Поваренная соль чрезвычайно широко используется в народном хозяйстве: как пищевой продукт, необходимый для человеческой жизни; для консервирования скоропортящихся продуктов; в химической промышленности как исходное сырье для получения соляной кислоты, хлора и кальцинированной соды, для получения путем электролиза каустической соды, хлорной извести и т. д.; в керамике, мыловарении, кожевенном и многих других производствах.

Сульфат натрия является одним из важнейших видов сырья, применяющегося в многочисленных отраслях промышленности. В соляных озерах сульфат натрия представлен в виде тенардита, мирабилита, астраханита. Для промышленного использования наибольшее значение имеют в настоящее время тенардит и мирабилит. Последний превращается в товарный продукт после его обезвоживания, т. е. освобождения от кристаллизационной воды, содержание которой составляет около 56%. Обезвоживают мирабилит на месте, используя солнечное тепло. Очень большие возможности в будущем откроет эксплуатация астраханита, огромные запасы которого пока не используются.

Стекольная промышленность применяет сульфат натрия в качестве заменителя соды, химическая промышленность — для производства сернистого натрия. Дешевый природный сульфат натрия может быть переработан на соду, сульфат аммония, серу, серную кислоту, а также силикат натрия. Сульфат натрия используют также целлюлозно-бумажное, искусственного волокна и дубильно-экстракционное производства. Он находит применение в химико-фармацевтическом производстве, в мыловарении, текстильной промышленности, медицине и т. д.

При комплексном использовании рассолов озер можно также получать хлористый магний и бром, применяемые в технике. Хлористый магний используют для получения высокооборотной соляной кислоты, окиси магния и для других разнообразных целей химической промышленности. Бром применяют для

приготовления бромистых соединений, красящих веществ, лечебных препаратов и др.

В нашей стране интенсивно развивается содовая промышленность. Донные корневые отложения природной соды в минеральных озерах СССР встречаются очень редко. По Е. П. Хорошаевой и другим, они известны для карбонатных озер михайловской группы (Танатар I—IV) в Кулундинской степи, оз. Аболах в Якутии, оз. Доронинского в Забайкалье [72]. К сожалению, суммарные запасы соды в озерах СССР весьма ограничены. Поэтому соду получают преимущественно заводским способом из поваренной соли и известняка, используя каменный уголь как источник энергии. Однако при этом образуются значительные количества вредных жидких отходов, содержащих хлориды кальция, которые загрязняют поверхностные водоёмы, что лимитирует производство соды заводским способом.

Длительное время считалось, что ископаемые месторождения соды в недрах Земли не встречаются. По мнению же Н. М. Страхова [202], в недрах нашей страны имеются погребенные озерные месторождения соды. Содоносные бассейны существовали с древнейших времен и были тогда, вероятно, развиты шире, чем теперь. Пробел же в наших знаниях о существовании ископаемых месторождений соды объясняется неполнотой геологической летописи и недостаточной изученностью континентальных толщ СССР.

Данное положение подтверждается практикой геологоразведочных работ в США. В 1939—1940 гг. при бурении на нефть в штате Вайоминг среди эоценовых озерных образований межгорной впадины Грин-Ривер в Скалистых горах на глубинах 120—1050 м были обнаружены крупнейшие пластовые залежи троны $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{NaHCO}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Общие запасы троны оцениваются в несколько десятков миллиардов тонн. Месторождение троны в этом штате разрабатывается с 1947 г. подземным способом. Выпуск кальцинированной соды за счет переработки троны составил в 1964 г. почти 1 млн. т, или около 20% общего производства кальцинированной соды в США.

Природные содовые образования являются важным экономически выгодным источником производства кальцинированной соды. В связи с этим возникла проблема выявления на территории СССР месторождений ископаемой соды, подобных открытому в США. Ю. В. Баталин, Е. Ф. Станкевич, Б. С. Касимов [14, 15] отнесли к первоочередным регионам, где необходимо начать прогнозные исследования, районы распространения: 1) верхнепалеозойских, мезозойских и кайнозойских континентальных формаций Средней Азии и Казахстана; 2) осадочно-вулканогенных континентальных образований неогена и антропогена, а также подземных вод с повышенной содовостью в Закарпатье и Закавказье; 3) мезозойско-кайнозойских континентальных отложений межгорных впадин Забайкалья; 4) континен-

талльных красноцветных отложений перми и триаса востока Русской платформы.

В заключение отметим, что минеральные озера являются базой для организации бальнеологических и грязевых курортов в Казахстане, Киргизии, Западной и Восточной Сибири, Якутии и в Забайкалье.

На территории СССР четко выделяются два пояса озер: северный и южный. Для северного пояса типично развитие пресных озер, изредка встречаются минеральные озера ключевого питания. Этот пояс приурочен к зоне тундры, лесов и отчасти лесостепей. Он охватывает северную, западную и восточную части Советского Союза. Южный пояс, для которого типичны минеральные озера, приурочен к зонам степей, полупустынь и пустынь. Его граница с северным поясом проходит в основном по зоне лесостепи, в пределах которой встречаются пресные и минеральные озера. В пределах южного пояса сосредоточена основная масса минеральных озер самого разнообразного генезиса, минерализации и состава. В пределах пояса можно выделить северную — гидрохимическую — зону содово-сульфатных озер, в которой находятся содовые и сульфатные озера, и южную, где развиты исключительно сульфатные озера — сульфатнонатриевые, сульфатномагниевые и, как исключение, содовые. Спорадически в пределах южного пояса встречаются озера хлоркальциевые, в питании которых участвуют восходящие артезианские воды. Озера, питающиеся за счет вод водоемов, морей и больших озер, сосредоточиваются по берегам водоемов преимущественно в южной зоне пояса. На эту в целом широтную зональность накладывается высотная поясность, определяющая в общем виде размещение карбонатных менее минерализованных и сульфатных более минерализованных озер согласно движению поверхностных и грунтовых вод от озер карбонатных к сульфатным, а в цепи сульфатных — от сульфатнонатриевых к сульфатномагниевым. Такова в общем плане схема распространения минеральных озер в южном озерном поясе.

Глава 18

ЛЕЧЕБНЫЕ ГРЯЗИ

Лечебными гязями (целоидами), по В. В. Иванову и А. М. Малахову (1963 г.), называются природные образования, состоящие из воды, минеральных и, как правило, органических веществ, обладающие тонкодисперсной структурой, однородностью и обычно мазеподобной консистенцией, вследствие чего они могут применяться (в нагретом состоянии) в лечебных целях в виде местных аппликаций и ванн [137].

Лечебные гязи оказывают воздействие на основные функции организма человека — дыхание, кровообращение, обмен веществ

вследствие своих физических, химических, механических, электрических и биологических свойств. С их помощью лечат некоторые болезни суставов, мышц, костей, нервной системы, последствия тромбозов, воспаления серозного покрова брюшной полости, болезни кожи, женские болезни, хронические простититы и др.

Основными типами лечебных грязей являются торфы, сапропели, сульфидные иловые грязи, пресноводные глинистые илы, сопочные и гидротермальные грязи.

Торфяные лечебные грязи (торфянистые образования болот) состоят преимущественно из разложившегося органического вещества и растительных остатков с небольшим количеством различных минеральных веществ. Разложение органических остатков, происходящее в результате жизнедеятельности микробов, наиболее активно протекает в поверхностном — торфогенном — слое торфа (20—30 см). Цвет торфа коричневый, черно-бурый.

Все торфяные болота по характеру водно-минерального питания различаются на верховые и низинные. Верховые приурочены к водоразделам и питаются атмосферными осадками, низинные — преимущественно грунтовыми и поверхностными водами. Верховые торфы имеют ряд преимуществ в лечебном отношении перед низинными: более высокие теплоемкость и пластичные свойства, низкую зольность, более высокое содержание гуминовых кислот и битумов.

По общей минерализации торфяного раствора различаются пресноводные (до 2 г/л) и минерализованные (более 2 г/л). К первым относятся верховые, ко вторым — низинные. По содержанию минеральных веществ пресноводные торфы разделяются на низкозольные (менее 20% зольности) и высокозольные (свыше 20%). Все минерализованные торфы относятся к высокозольным. Они подразделяются на купоросные (кислые) и сероводородные (гипсовые). Купоросные торфогрязи характеризуются накоплением в торфянике продуктов окисления пиритов, большими значениями кислотности ($pH = 1 - 2$) и зольности, наличием в растворе сульфатов железа, алюминия, присутствием серной кислоты. Значение общей минерализации кислых торфов достигает 250 г/л и более. Сероводородные торфогрязи содержат в торфяном растворе до 50 мг/л сероводорода, который обусловлен микробиологическими процессами восстановления сульфатов вод. Реакция раствора обычно нейтральная, минерализация до 3 г/л.

Сапропели (греч. — гнилая грязь, швед. — гиттия — иловая грязь) — иловые отложения в основном пресноводных водоемов, состоящие преимущественно из органических и в небольшом количестве минеральных веществ, образующиеся вследствие микробиологического разложения растительных и отчасти животных остатков. Окраска сапропелей оливковая, коричневая, светло-серая, розовая, черная. Минерализация грязевого раствора обычно менее 1, но иногда достигает 10 г/л. По значениям pH раствор

близок к нейтральному. В водоемах с интенсивным развитием растительности мощность сапропелей достигает 10 м. Для лечебных целей используется верхний 1—2-метровый слой. Сапропели подразделяются на низкозольные (содержание органического вещества свыше 50%) и высокозольные (10—50%). Низкозольные разделяются на: 1) водорослевые и зоогеновые, 2) торфянистые. и гумусовые; высокозольные — на известковистые и глинистые.

Сульфидные иловые грязи — органогенно-минеральные тонкодисперсные иловые отложения минеральных озер, лиманов и других водоемов. Они содержат сероводород и сернистые соединения железа. Наличие в грязях соединений сернистого железа придает им темно-серую, черную окраску. Содержание органических веществ 1—3, иногда 10—25%.

Сульфидные иловые грязи подразделяются на несколько групп по следующим основным показателям [137]:

По содержанию сульфидов (FeS, %)

Слабосульфидные	0,05—0,15
Сульфидные	0,15—0,50
Сильносульфидные	Свыше 0,50

По минерализации грязевого раствора (г/л)

Очень низкоминерализованные	Менее 5
Низкоминерализованные	5—15
Среднеминерализованные	15—35
Высокоминерализованные	35—150
Очень высокоминерализованные	Более 150

По составу грязевого раствора

- Хлоридные натриевые (реже магниевые-натриевые)
- Сульфатно-хлоридные магниевонатриевые (реже натриевые)
- Гидрокарбонатные и гидрокарбонатно-хлоридные натриевые
- Сульфатные и гидрокарбонатно-сульфатные кальциевые и магниевые-кальциевые

Сульфидные иловые грязи в зависимости от места их образования разделяются на: 1) озерно-ключевые — в озерах, питаемых источниками; 2) материковые — в соляных материковых озерах; 3) приморские — в приморских озерах, лагунах, лиманах; 4) морские — в морских заливах.

Пресноводные глинистые илы встречаются в пресноводных озерах — современных или древних, исчезнувших. Илы серые, преимущественно минеральные с небольшим содержанием органических веществ, тонкодисперсные, с почти полным отсутствием сернистого железа. Вследствие незначительного содержания сульфидов железа и органических веществ у них понижены коллоидность, влагоемкость и адсорбционная способность. Они густы, липки и по сравнению с другими лечебными грязями характеризуются более высокой объемной массой.

Сопочные грязи образуются грязевыми вулканами, которые размещаются в молодых складчатых областях на зонах

тектонических нарушений, сложенных глинистыми толщами. Извержение грязей в виде разжиженных масс серого цвета сопровождается выделением углеводородных газов и минеральных вод. Для сопочных грязей характерны малое содержание органических веществ и повышенная концентрация некоторых микрокомпонентов: бора, иода, брома. Минеральные сопочные воды гидрокарбонатнохлоридные или хлоридно-гидрокарбонатные натриевые.

Гидротермальные грязи характерны для областей современной вулканической деятельности. Они образуются в очагах разгрузки сероводородноуглекислых гипертерм. Под влиянием горячих растворов происходит разложение горных пород и преобразование их в глины, которые в месте выхода газообразных флюидов превращаются в жидкую грязевую массу, образующую грязевые котлы или небольшие грязевые вулканчики. Цвет грязей серый, температура до 90°C ; грязевые растворы в основном сульфатные, со сложным катионным составом, кислой реакцией. Гидротермальные грязи в СССР не используются для лечения вследствие удаленности и трудной доступности.

Классификационные показатели оценки и основные требования, предъявляемые к лечебным грязям. *Показатели оценки.* Критерии оценки лечебных грязей разрабатывались в СССР Е. С. Бурксером, 1932 г.; С. А. Щукаревым, 1932 г.; А. Н. Бунеевым и др., 1943 г.; В. И. Бахман и др., 1956 г.; Н. П. Крючковой и др., 1959—1961 гг.; Г. А. Невраевым, 1961 г.; В. К. Чураковым, 1963 г., и др. Лечебные грязи являются гетерогенной системой, состоящей из жидкой фазы или грязевого раствора; грубодисперсной части — остова, или кристаллического скелета; тонкодисперсной части — гидрофильного коллоидального комплекса; микроорганизмов.

Грязевой раствор состоит из воды и растворенных в ней солей, органических веществ и газов. На долю грязевого раствора приходится 25—97% от массы сырой грязи. Его минерализация и состав отражают свойства воды водоема, на дне которого происходит образование илистой грязи. Концентрация солей разнообразного состава в грязевом растворе изменяется от 0,01 в торфяных грязях и сапропелях до 350 г/л и более в грязях минеральных озер.

Грубодисперсная часть, или кристаллический скелет из силикатных частиц \varnothing свыше 0,001 мм и кристаллов солей: гипса, карбонатов кальция и магния, фосфатов кальция и др. Крупные частицы и кристаллы засоряют лечебную грязь. Их содержание, по С. А. Щукареву, не должно превышать 10% от массы сырой грязи, а количество самых грубых частиц \varnothing свыше 1 мм — не более 2—3%. По данным «Основ курортологии» (1956 г.), засоренность хорошей грязи частицами \varnothing 0,25 мм и более не должна превышать 3%.

Тонкодисперсная часть — коллоидный комплекс — состоит из силикатных частиц \varnothing менее 0,001 мм, органических веществ,

неорганических соединений — сернистого железа, кремниевой кислоты, гидратов окисей алюминия, железа, марганца и др. Среди коллоидов иловых грязей особенно большое значение имеют сернистые соединения железа, придающие илам темную, нередко черную окраску. Образование сернистого железа происходит путем восстановления сульфатов до сероводорода и взаимодействия его с железом. Коллоидные частицы могут быть заряжены положительно или отрицательно, поэтому могут адсорбировать на своей поверхности отрицательно или положительно заряженные ионы; все эти процессы сказываются на переходе коллоидов в раствор или приводят к коагуляции коллоидов.

Влажность лечебных грязей — наличие воды у различных типов пелоидов 25—97%. Сульфидные иловые грязи менее влагоемки (25—60%), наиболее влагоемки сапропели и торфяные грязи (до 97%). Под полной влагоемкостью пелоидов принято понимать максимально возможное содержание в нем воды. Влажность пелоидов определяет такие их свойства, как объемная масса, пластичность и т. п.

Пластичность грязей — их способность деформироваться под влиянием внешнего механического воздействия без разрыва сплошности. Важные свойства — удельная теплоемкость, теплопроводность, теплоудерживающая способность. Реакция среды рН иловых грязей и сапропелей нейтральная или щелочная. Значение рН торфяных грязей колеблется в широком диапазоне — от 1,5 до 8,5. Значение Eh также изменяется в больших пределах. Биогенные соединения — азота, углерода, железа, фосфора, серы и другие — определяют биологическую активность пелоида. Некоторые из них имеют большое значение в лечебном воздействии на организм человека, например сероводород в свободном или в связанном состоянии (сернистое железо).

Минерализация грязевого раствора меняется от 0,01 у торфов и сапропелей до 350 г/л у иловых сульфидных грязей. Ионный состав грязевого раствора пелоидов также изменяется в широких пределах. Минерализация и ионный состав характеризуются формулой Курлова. Грязевой раствор рекомендуется получать из грязи путем отжима.

Органическое вещество является постоянной составной частью пелоидов. Его наибольшие содержания в верховых торфяных грязях (99%), сапропелях (95%), а в иловых грязях и глинистых илах, в том числе грязевых сопках, оно составляет 1—5%. Основой органического вещества в грязи являются растительные остатки, фито- и зоопланктон, водоросли, остатки вышших растений. Под воздействием биохимических процессов происходит распад органического вещества с образованием аминокислот, солей, жирных кислот, ароматических производных и др. Органическое вещество грязей представлено гуминовым веществом, лигнином, целлюлозой, битумами и т. д. Наличие в лечебных грязях смолообразных органических веществ придает им антибактериальные

свойства. Плотность грязей 1,1—1,8 в зависимости от содержания воды.

Газы, обычно содержащиеся в грязевом растворе, биогенные: углекислый газ, азот, сероводород, метан, водород и др. В верхних слоях возможно присутствие кислорода. По лечебным свойствам наиболее важное значение имеет сероводород. Радиоактивность грязей обычно невелика. Содержание радия 0,11—1,08 $\times 10^{-12}$ г на 1 г сухого вещества. Выделяемая грязью эманация выражается в долях эмана, редко достигая 1 эмана.

Полный анализ лечебной грязи с определением ее химического состава, физико-химических и физических свойств — трудоемкая и дорогостоящая операция.

В табл. 32, взятой из книги А. М. Овчинникова, приведен химический состав грязей озер морского (Саки в Крыму, Хаапсалу в Эстонии) и континентального происхождения (Горькое в Челябинской обл., Тамбукан в КМВ), ключевых (Старая Русса в Новгородской обл.), сапропелевого пресного озера (Молтаево в Свердловской обл.) и грязевой сопки (Ахтала в Грузии).

Следует иметь в виду, что рапа является самостоятельным лечебным фактором и имеет сама по себе практическое значение в бальнеологии. Концентрация солей в грязевом растворе различных грязей колеблется от 0,01 (сапропели, торфяные грязи) до 300 г/л и более. Наибольшей соленостью обладают грязевые растворы соляных озер засушливых областей.

Обычно для исследования солей, присутствующих в грязевом растворе, из грязи берут водную вытяжку, по которой делают химический анализ. Однако доказано, что по водной вытяжке мы получаем 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 метод отжимания раствора путем механического выдавливания прессом.

По мнению проф. В. А. Александрова [3], «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 пропитывающей воды, тем терапевтическая ценность его выше; густой пелоид можно использовать в виде местных аппликаций и при этом применять 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» [3, с. 7].

Основные требования. Оценка пригодности лечебных грязей для процедур дается на основании характеристики их состава и свойств, указанных выше, а также в зависимости от санитарного состояния пелоидов как в месторождении, так и в грязелечебнице. Основные требования к лечебным грязям и критерии их оценки таковы. Содержание грязевого раствора в суль-

Таблица 32

Химический состав типичных лечебных
грязей (г на 100 г сырой грязи)

Составные части	Саки	Хаапса- лу	Горькое	Тамбукан	Старая Русса	Молгаено	Ахтала
Грязевой раствор							
Вода	37,0	79,07	80,8	56,2	56,0	93,71	42,70
Соли растворенные	11,3	0,59	3,5	7,0	1,5	0,13	0,47
Сумма	48,3	79,66	84,3	63,2	57,5	93,84	43,17
Кристаллический скелет							
Кальциево-магнези- альный скелет							
CaSO ₄ ·2H ₂ O	16,3	—	0,25	0,2	0,3	0,09	0,15
Ca ₃ (PO ₄) ₂	—	0,05	Следы	0,1	0,4	0,03	0,13
CaCO ₃	6,4	0,42	0,6	2,3	4,7	0,81	5,11
Mg ₃ (PO ₄) ₂	—	—	—	—	—	—	—
MgCO ₃	—	—	1,3	0,2	0,3	0,05	0,84
Силикатные части $\varnothing >$ > 1 мм	16,2	13,40	7,7	18,7	30,2	0,76	13,23
- Сумма	38,9	13,87	9,85	21,5	35,9	1,74	19,46
Коллоидный комплекс							
Поглощающий колло- идный комплекс							
Силикатные частички $\varnothing < 1$ мм	8,59	3,23	2,2	10,5	2,5	—	30,8
Продукты разруше- ния 10%-ной HCl							
Fe ₂ O ₃	0,6	0,42	—	1,0	0,8	0,22	1,71
Al ₂ O ₃	1,0	0,42	0,8	1,8	0,2		2,01
SiO ₂	0,4	0,43	0,4	0,3	0,1	0,10	0,69
FeF	0,61	0,11	0,37	0,93	1,7		0,02
Органическое веще- ство	0,7	1,73	1,3	He опр.	1,3	4,10	0,23
Сумма	11,90	6,04	5,07	14,53	6,6	4,42	35,46
Поглощенный ком- плекс и другие ком- поненты	0,9	0,43	0,28	0,4	0,1	—	1,97
Всего	100,0	100,0	99,5	99,63	100,1	100,0	100,0

фидных гязях 37—70, в торфяных — не менее 60—68, в сапропелях — до 85%. Засоренность частицами крупнее 0,25 мм — не более 2—3%. Величина E_h должна быть отрицательной — 150—250 мв.

Для иловых гязей содержание органического вещества не ниже 1—2% на сухое вещество; объемная масса 1,2—1,6 г/см³; теплоемкость 0,40—0,80 кал/(г·°С), теплоудерживающая способность не менее 300—400 сек. Для торфяных гязей содержание органических веществ в низинных торфах не ниже 20, в верховых — около 95%. Степень разложения торфа должна быть не менее 40%. Величина E_h положительная (+200)—(+500) мв. Влажность торфогязей, приготовленных для процедур, 80—88%; объемная масса 1,0—1,2 г/см³; теплоемкость 0,86—0,92 кал/(г × град). Засоренность крупными частицами (>0,25 мм) не более 1—2%.

При лечебном использовании сапропелей их необходимо обезвоживать и уплотнять, доводя значения сопротивления сдвигу до 1,2 гс/см² и более. Теплоемкость сапропелей наиболее высокая [до 0,95 кал/(г·град)].

При оценке шелоидов необходимо обратить внимание на санитарно-бактериологические показатели: коли-титр > 10, титр-перфрингенс $\geq 0,1$; общее количество бактерий в 1 г гязи — не более 500 тыс.

О строении и формировании илов. Проблема строения, формирования и генезиса гязевых отложений успешно разрабатывается. Первоначально илы рассматривались как аморфные образования на дне водоемов. Однако со временем наши представления о строении донных илов изменились. Б. В. Перфильев [161] разработал теорию микроразнональной структуры иловых отложений, согласно которой илы состоят из мельчайших слоев — микрозон, измеряемых нередко долями миллиметра, в среднем 1,4 мм. Формирование этих микрозон идет не только с поверхности путем осаждения, но и в самой толще ила вследствие вторичного расслоения уже отложившейся массы ила. В соответствии с этим микрзоны могут быть трех типов: превращения, осаждения и нарастания.

Микрзоны превращения широко развиты в озерах с лечебной гязью. Они характеризуются слоистым распределением микроорганизмов. Микрзоны осаждения возникают в результате выпадения осадков на дне озера: вследствие либо быстрого отмирания микрофлоры после вспышки ее развития в воде («цветение»), либо увеличения концентрации солей в рапе до предела насыщения, что приводит к выпадению солей. Микрзоны нарастания занимают промежуточное положение между предыдущими. Это тончайшие пленки, которые в соответствующих условиях появляются на поверхности ила.

Формирование микрозон зависит от сезонных изменений в водоеме, непосредственно связанных с метеорологическими

явлениями. В условиях соляных озер в течение года откладываются две специфические микрозоны: весенне-летняя и осенне-зимняя. Все микрозоны различаются по цвету (белые, серые и черные) и вещественному составу.

Белые микрозоны сложены кальцитом и гипсом с небольшой примесью кварца, с редкими органическими остатками белого цвета. Серые микрозоны состоят почти исключительно из кальцита с небольшой примесью гипса, кварца и гидротроилита $\text{FeS} \cdot n\text{H}_2\text{O}$. В черных микрозонах присутствует в больших количествах гидротроилит. Эти микрозоны содержат различные биогенные остатки, что способствует продуцированию сероводорода и образованию гидротроилита.

Изучение микрозонального строения донных илов имеет практическое значение для определения скорости формирования лечебных грязей и прироста ее запасов.

Проблема происхождения озерных грязей давно интересует естествоиспытателей и бальнеологов в связи с высокими лечебными качествами этих образований. Эта проблема решалась не только путем наблюдений в природе, но и постановкой соответствующих экспериментов по изучению процессов грязеобразования в лабораторных условиях. Познанием физико-химии, биологии и условий образования минеральных грязей мы во многом обязаны работам русских и советских ученых: А. А. Вериги, Б. Л. Исаченко, С. А. Щукарева, Л. И. Рубенчика, Б. В. Перфильева.

Основными факторами грязеобразования являются: 1) характер минерального субстрата, идущего на построение грязи, 2) качество и количество органического вещества, участвующего в грязеобразовании, 3) жидкая среда, в которой протекают грязеобразовательные процессы, 4) микробы, вызывающие эти процессы.

Минеральным субстратом, или скелетом, для грязи служит песчано-глинистая почва, залегающая на дне соляных водоемов. Пластичность грязи, ее мягкость, маслянистость, способность удерживать впитанную воду и т. д. обуславливается качеством почвы, в которой произошло образование грязи. Лучшие по качеству грязи образуются на глинистом дне, песок же имеет отрицательное значение, так как он уменьшает степень пластичности и влагоемкости грязи. Опыты Л. И. Рубенчика над получением искусственной грязи из глин без прибавления органического вещества не дали положительных результатов. В случае же примешивания к глине водорослей или зоопланктонных организмов происходили отложение сернистого железа и почернение глин. Таким образом, для формирования лечебных грязей необходимо органическое вещество.

Минеральные грязи образуются в водах, содержащих различные концентрации солей. Минерализация солей оказывает определенное влияние на интенсивность грязеобразовательных

процессов. Причем скорость грязеобразования замедляется как в водах с весьма высокой соленостью, так и в совершенно пресных. По-видимому, существует какая-то оптимальная соленость, при которой рост грязевых отложений идет с максимальной скоростью. Опыты Л. И. Рубенчика показали, что наиболее благоприятные условия имеют место при солености водной среды до 3—5° Ве (плотность 1,02—1,03 г/см³). Кроме солености на рост грязей влияют термический режим водоема, условия его питания, адсорбция.

Участие микроорганизмов в образовании лиманной грязи было установлено еще А. А. Вериго, давшим определение: лещиная грязь — это малоизменяемый комплекс продуктов взаимодействия почвы, растворенных в воде солей и микроорганизмов. В настоящее время уже не подлежит сомнению, что в лиманах и соляных озерах живет богатая микрофлора, которая обуславливает разнообразные микробные процессы — аналитические 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 и ряд других. Эти микробы играют важнейшую роль в образовании грязей, так как продукты их жизнедеятельности входят в состав грязи.

Специальный интерес представляют десульфатизирующие бактерии, принадлежащие к числу распространенных в природе микроорганизмов. 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 коллоидное сернистое железо, которое участвует в образовании грязи. Но не весь образующийся на дне грязеемов сероводород переходит в сернистое железо. Одна часть его улетучивается, другая окисляется до серы и серной кислоты присутствующими в грязях серными и тиоокислыми бактериями.

Все же при очень высокой концентрации рапы, достигающей стадии насыщения, бактериальная деятельность в озере, по существу, прекращается. Это следует из данных А. Д. Пельша [159], экспериментально изучавшего динамику десульфатизационного процесса в одном из заливов Кара-Богаз-Гола. Он пришел к заключению, что процесс биохимической десульфатизации на исследованном им объекте практически замер вследствие высокой концентрации илового раствора. Этот процесс, вероятно, проявлялся на первой стадии жизни Кара-Богаз-Гола, когда соленость его была значительно ниже.

На основании выяснения закономерности бактериальных процессов была успешно разрешена проблема получения искусствен-

ной лечебной грязи с использованием заквасок, содержащих десульфатизирующие и другие бактерии, а также задачи хранения и регенерации грязи, выработанной в грязелечебницах.

Закономерности размещения лечебных грязей на территории СССР. В 1969 г. была опубликована «Карта лечебных грязей СССР» [93]. На ней нанесены месторождения основных типов грязей: 1) торфяные, 2) сапропели, 3) сульфидные иловые, 4) пресноводные глинистые илы, 5) сопочные, 6) гидротермальные. На карте отражены данные по использованию грязей, степени их изученности и некоторые другие. В 1970 г. в качестве приложения к карте опубликован «Каталог грязевых месторождений СССР» [95], в котором помещены 472 месторождения с кратким их описанием и сведениями об использовании. Эти работы послужили основой при составлении настоящего раздела главы.

На территории СССР явно прослеживаются два пояса грязей: северный — торфо-грязи и сапропели, южный — сульфидные иловые. Граница между этими поясами прослеживается по линии Кишинев — Днепропетровск — Саратов — Уральск — Актобинск — Челябинск — Омск — Барнаул — Красноярск — Улан-Удэ — Чита — р. Аргунь в Восточном Забайкалье.

Северный пояс лечебных торфо-грязей и сапропелей охватывает тундровую, лесную и лесостепную зоны. Он разделяется на Европейскую и Западно-Сибирскую области. В первой, наиболее хорошо изученной, известны, по Л. С. Михеевой и Я. А. Требухову [137], крупные торфяные месторождения: 1) Горелое, используемое для лечебных целей курортами Светлогорск, Отрадное, Зеленоградск в Калининградской области, запасы торфа до 1 млн. м³; 2) Двуречинское и Роговая Ольха, используемые курортом Липецк, запасы 267 и 830 тыс. м³; 3) сероводородных торфов Пладу и Слока, эксплуатируемые курортами Балдоне и Кемери Латвийской ССР; 4) Пушкинское в Калининской области, используемое курортом Кашин; 5) Краинское в Тульской области, используемое курортом Краинка, запасы 102 тыс. м³; 6) Варзятчинское, эксплуатируемое одноименным курортом. В Западной Сибири отметим месторождение Таловское с пресноводным низинным торфом для санатория Прокопьевский Кемеровской области. Всего курортами и санаториями используются 24 месторождения торфяных грязей.

Сапропели приурочены к озерам тундровой, лесной и лесостепной зон. Наиболее известны глинистые сапропели оз. Каниеру в Латвии — курорт Яункемери, Безымянных озер Башкирии — курорт Якты-Куль, оз. Щучье Магаданской области — курорт Талая, известковистые сапропели оз. Молтаево (10 млн. м³) в Свердловской области, водорослевые сапропели оз. Акачкуль (1 млн. м³) в Челябинской области.

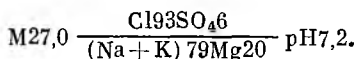
Кроме того, в северном поясе имеются аazonальные — озерно-ключевые сульфидные грязи. Наиболее характерными для

Европейской области являются оз. Соленое (210 тыс. м³) в Архангельской области — Сольвычегодск; Старо-Русские озера (30 тыс. м³) в Новгородской области — Старая Русса; Габозеро (220 тыс. м³) в Карельской АССР; оз. Луневое (330 тыс. м³) в Псковской области и др. На Камчатке, в долине р. Паратунки, оз. Утинное (80 тыс. м³). К зональным относятся морские сульфидные иловые низкоминерализованные грязи некоторых заливов Балтийского (г. Хаапсалу) и Белого морей.

Южный пояс лечебных грязей охватывает Азово-Черноморскую, Арало-Каспийскую, Алаколь-Балхашскую артезианские области, Казахскую гидрогеологическую область и юг Западно-Сибирской артезианской области, систему Минусинских артезианских бассейнов и Южное Забайкалье. Пояс охватывает зоны степей, полупустынь, пустынь, субтропики и горные области юга СССР. Для него типичны материковые сульфидные иловые грязи, образующиеся на дне многочисленных минеральных озер карбонатных, сульфатных и редко встречающихся хлоридных (хлоркальциевых).

На севере пояса выделяется зона сульфатно-содового соленакпления. К ней приурочены грязевые озера содового и сульфатного типов. Грязи озер содового типа обычно содержат повышенное количество органического вещества (до 15—25%), их минерализация до 15 г/л, реже более значительная. Таковы содовые озера Подборное (1,6 млн. м³) в Челябинской области, Горькое (200 тыс. м³) в Тюменской области, Абалах (1400 тыс. м³) в Якутии. К грязевым озерам сульфатного типа относятся Учум (2,6 млн. м³), Шира (18 млн. м³) в Красноярском крае. В более южной зоне распространены преимущественно сульфатные и хлоридно-сульфатные грязевые озера, из которых следует отметить Малое и Большое Убеждинские (47 и 2000 тыс. м³) в Краснодарском крае, Большой Тамбукан (1,6 млн. м³) в Ставропольском крае, Карачи (644 тыс. м³) в Новосибирской области.

Приморские сульфидные иловые грязи известны в озерах Сакском (свыше 4 млн. м³) и Чокракском (4,6 млн. м³) в Крыму. Лечебная грязь первого успешно используется на курорте в Евпатории. В Одесской области известны лиманы Куяльницкий (11 млн. м³) и Хаджибейский (10 млн. м³). Морские сульфидные грязи встречаются в Азовском и Аральском морях. Пожалуй, наибольший интерес представляют среднеминерализованные грязи Садгорода в окрестностях Владивостока. Формула Курлова слабосульфидной грязи, используемой курортом Садгородом:



Близка по составу, но более высокой минерализации (272 г/л) вода грязевого месторождения.

Особое положение в южном поясе занимает зона грязевых вулканов. Эти вулканы известны на Керченском и Таманском

полуостровах, в пределах Керченско-Таманской гидрогеологической области. В Закавказье они приурочены к Рионо-Куринскому сложному артезианскому бассейну и к погружению Большого Кавказа на Апшеронском полуострове в Прикаспийской низменности Дагестана; в Южно-Каспийском артезианском бассейне, включая его восточное крыло — Закаспийский (Западно-Туркменский) артезианский бассейн. Второй регион развития грязевых вулканов находится на о. Сахалине, в его осевой части. Наибольшее в мире количество грязевых вулканов (свыше 220) известно в Азербайджане. Проблемой грязевого вулканизма занимались многие геологи: Г. В. Абих, И. М. Губкин, С. А. Ковалевский, С. Ф. Федоров, П. П. Авдусин, А. А. Ализаде, А. А. Якубов и др. [67].

«Диapiroвая структура, нефтяное месторождение и грязевой вулкан — это триединая сущность единого целостного процесса геологического развития области погружения и опускания Кавказского хребта», — так в свое время писал И. М. Губкин. С гидрогеологических позиций грязевой вулкан — это своеобразный очаг разгрузки на поверхности земли МВ нефтяного типа и грязей, свидетельствующий о скрытых в недрах месторождениях вод и грязей, а также нефти и газа. Следовательно, грязевой вулкан — это своеобразный источник МВ и грязей.

Основания грязевых вулканов Азербайджана располагаются на породах от среднего плиоцена до верхнего мела, а возраст обломков пород, встречающихся в сопочной грязи, — от раннего плиоцена (понт) до поздней юры включительно. Область развития грязевых вулканов — область альпийской складчатости.

Грязевулканические проявления весьма разнообразны и могут быть классифицированы по следующим группам [67]. I. Грязевые вулканы: А — наземные; Б — погребенные; В — морские [а — островные, б — подводные (субмаринные)]. II. Сопки: А — самостоятельные (а — наземные, б — подводные); Б — расположенные на грязевых вулканах. III. Сальзы: А — самостоятельные; Б — расположенные на вулканах. IV. Грифоны: А — самостоятельные (а — наземные, б — подводные); Б — расположенные на вулканах и сопках.

Наиболее крупными размерами характеризуются грязевые вулканы: высота 10—550, основание 100—3500, диаметр кратера 10—550 м, наименее крупными — грифоны: высота 0,5—3, основание 0,5—5, диаметр 1—0,5 м.

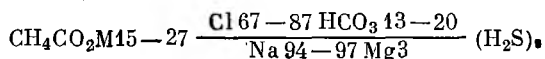
Грязевой вулкан — возвышенность плоско-конической формы. Вершина вулкана — его кратер, имеющий форму кальдера или плоско-выпуклую. Кратер обычно расположен в центральной части вулкана и является завершением его жерла, по которому происходит извержение сопочной грязи, воды, газа. Грязевой вулкан построен из потоков сопочной брекчии, извергаемой жерлом; в грязи — обломки пород иногда до 1 м и более.

Грязевая сопка — небольшой конус, сложенный глинистым материалом с небольшой примесью обломков. Кратер грязевой сопки выделяет грязь, воду, газ, пленки нефти.

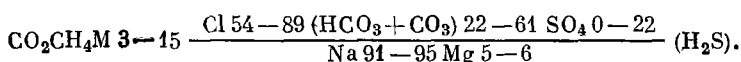
Сальзы — недоразвитые полуконусные с воронкоподобными вершинами; выделяют илестый сопочный материал (без крупных обломков), воду, газ, нефть нередко в смеси тех и других. Диаметр воронок сальз изменяется от нескольких сантиметров до 120 м и более.

Грифонами называются отдельные выделения воды, газа, нефти или их смеси. Отличительная черта грифонов — полное отсутствие в них обломков пород.

Продукты деятельности грязевых вулканов разнообразны. Твердые продукты извержений грязевых вулканов, или сопочная брекчия, занимают большие площади и образуют тело вулканов. С лечебной целью используются грязи Ахтальских сопкок Грузии (см. табл. 32) и Булганакских сопкок на Керченском полуострове. Сводная характеристика грязевого раствора этих сопкок по формуле Курлова [67]:



Формула грязевого раствора Сахалинских сопкок, грязь которых не используется, по Курлову:



Газы грязевых вулканов состоят из метана, тяжелых углеводородов, углекислого газа, азота. В некоторых пробах обнаружены окись углерода, водород, сероводород и др. Воды грязевых вулканов хлоридные натриевые, соленоватые и соленые (гидрокарбонатнонатриевые и хлоркальциевые, по В. А. Сулину), с иодом и бромом, ион магния нередко преобладает над ионом кальция. По типу воды близки к шиховским МВ (Апшеронский полуостров).

Присутствие иода, брома, бора, аммиака, нафтеновых кислот в водах грязевых вулканов независимо от их стратиграфической принадлежности и географического положения указывает на общие черты и единство геохимической обстановки. Обстановка вулканов способствует накоплению и сохранению органических веществ.

Грязевой вулканизм является одним из факторов, влияющих на геотермию недр. Эруптивные аппараты вулканов являются проводниками тепла из глубоких недр. Они оказывают влияние на распределение тепла в осадочном чехле вблизи грязевых вулканов.

С. А. Каспаров и др. [78] отмечают возможность использования минеральных вод и лечебных грязей в бальнеологических целях. Помимо бальнеологической воды грязевых вулканов могут иметь промышленное значение. Установление путей миграции тепла

в районах развития грязевого вулканизма очень важно при определении ресурсов термальных вод и использовании их в природном хозяйстве.

Гидротермальные грязи встречаются на Дальнем Востоке в пределах восточной части Камчатского полуострова и на Курильских островах. Одно из месторождений гидротермальных грязей расположено в районе курорта Паратунка, в 30 км к юго-западу от г. Петропавловска-Камчатского. Однако месторождения гидротермальных грязей находятся в труднодоступных районах и потому не используются. В заключение следует отметить, что для севера европейской части СССР и Западной Сибири сведения о грязях практически отсутствуют, для Восточной Сибири и Дальнего Востока имеются данные лишь по крайне редким единичным точкам.

Глава 19

МЕТОДИКА ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ МИНЕРАЛЬНЫХ ОЗЕР И ГРЯЗЕЙ

Методика исследований минеральных озер описана А. И. Дзенс-Литовским [71] и Л. М. Гроховским [66]. Стадии геологических исследований на минеральных озерах те же, что и при изучении других полезных ископаемых. Однако содержание, приемы и методы работы имеют свои специфические особенности, обусловленные своеобразием строения соляной озерной залежи, включающей соли в твердой и жидкой фазах, соотношения между которыми во времени могут существенно изменяться. Озерные соляные месторождения отличаются от месторождений ископаемых солей еще тем, что процесс накопления и образования в них солей происходит и в настоящее время.

В поисковых работах выделяется несколько этапов. Различают предполевые камеральные, рекогносцировочные, предварительные и детальные поисковые работы. Предполевые камеральные работы обычно включают сбор и обобщение литературных и фондовых сведений, изучение картографических материалов и анализ аэрофотосъемочных материалов по съемкам прежних лет. Аэрофотосъемки позволяют получить предварительное представление о типе озерной залежи.

Галитовые озера, в которых сверху залегаёт пласт галита, на аэроснимках выглядят белыми, однотонными, иногда заметна структура поверхности соли в виде многоугольников.

Мирабилитовые озера покрыты нагаром или гипсово-мирабилитовой бугристой коркой, на аэроснимках выглядят в первом случае яркobelыми, во втором — сероватыми. Тенардито-мирабилитовые озера на аэроснимках могут быть похожими на галитовые или мирабилитовые. Однако цвет поверхности их обычно темнее за счет загрязнения илом или глауберитом. Соры и болотистые солончаки — чаще серые и темно-серые, реже светло-серые; при наличии корки соли разбиты на многоугольники. Такыры на аэроснимках при беглом просмотре похожи на соляные озера; они большей частью светло-серые и даже белые. После дешифрирования аэрофотоматериалов намечаются объекты для проверки в полевых условиях.

Рекогносцировочные работы заключаются в обследовании перспективного для поисков района маршрутами на автомобиле в сочетании с пешеходными. Основной задачей этого этапа является выделение соляных озер, перспективных для более детального изучения. При проведении наземных маршрутов используются автомобили повышенной проходимости. Рекомендуется брать с собой значительный запас воды и горючего и приспособлений для преодоления труднопроходимых участков: песчаных массивов, соров, протоковидных понижений. На машинах оборудуются портативные радиостанции. Совершенно обязательным является набор ареометров, термометров, бутылок, банок и полиэтиленовых емкостей для проб рапы и солей, щупов и пробоотборников. Многолетний опыт Л. М. Гроховского показывает, что для преодоления топкой соровой полосы можно с успехом пользоваться охотничьими лыжами, для обследования рапных озер — резиновыми лодками.

На самом озере по профилям или редкой сетке проходят закопушки или шурфы, по которым описывают строение и характер слоев солей, их загрязненность. Определяют плотность и температуру проб рапы из шурфов, отбирают пробы на химический анализ. Мощность соли устанавливают при помощи щупа. Рапные озера обследуют с помощью резиновых лодок, надувных матрацев и др. Мерной рейкой измеряют глубину рапы, щупом определяют мощность илов и наличие пластов солей. Для выяснения строения и состава иловых и соляных отложений пользуются различными пробоотборниками или грунтоносами.

Предварительные поисковые работы проводятся на наиболее перспективных соляных озерах. Признано рациональным на поисковой стадии применять ручное бурение. Бурение солей осуществляется в основном желонкой, ила и песка — ложковым буром, глины — спиральным буром. На каждом озере в зависимости от его размеров проходят от 3—4 до 10—15 скважин и шурфов.

На крупных рапных «сухих» соляных озерах, в которых наличие больших запасов рапы и солей не вызывает сомнения, после рекогносцировочных работ сразу ставятся детальные по-

исковые работы. Поскольку поиски, а также разведка соляных озерных месторождений обычно не сопровождаются тяжелыми дорогостоящими горнопроходческими работами, может создаться впечатление о легкости проведения подобных исследований. В действительности это не так. Дело в том, что поверхность самосадочных озер, за исключением сухих, бывает покрыта слоем рапы, исчезающей только в середине или к концу лета. Это обстоятельство как раз усложняет ведение работ на самом озере. Заложение шурфов или закопушек в таких условиях не дает ожидаемых результатов. Точно так же бурение скважин без обсадных труб становится бесцельным, поскольку извлекаемые из скважины образцы соли смываются поверхностной рапой.

Е. В. Посохов при проведении поисково-разведочных работ на соляных озерах в Центральном Казахстане для исследования соляных залежей небольшой мощности применил шлямбур. В качестве шлямбура была использована обыкновенная трехдюймовая труба, на один конец которой навинчивался башмак, а к другому припаяна массивная металлическая головка. Труба устанавливалась вертикально и ударом молотка забивалась в соль на глубину 10—20 см, затем поднималась. В нижней части трубы (у башмака) была сделана узкая прорезь, из которой вынимался образец соли. Затем труба-шлямбур устанавливалась на прежнее место и ударами молотка углублялась еще на 10—20 см с последующим извлечением образца и т. д. Таким способом удавалось проследить строение и состав соляной залежи на глубину до 1 м.

После введения этого метода эффективность наших рекогносцировочных исследований озер увеличилась в 5—10 раз. Для работы со шлямбуром требуется два человека: коллектор и рабочий. При помощи шлямбура удавалось без особых осложнений проходить новосадку, старосадку и гранатку. Этот метод оказался пригоден и при разведке мирабилитовых залежей. Правда, в этом случае приходилось довольно часто менять шлямбуры: они от ударов ломались или сминались в гармошку. В тенардитовых залежах данный метод оказался непригодным.

На следующем этапе детальных поисковых работ переходят к количественной оценке запасов солей и рапы, определению соответствия их качества кондиционным требованиям, выяснению режима озера, его стабильности, выявлению запасов солей, по степени изученности отвечающих требованиям Инструкции ГКЗ по категории С₂. На «сухих» озерах проходят скважины и реже шурфы с полным пересечением соляной залежи. На крупных озерах рекомендуется проводить бурение самоходной буровой установкой или портативным буровым станком, смонтированным на прицепе автомобиля или трактора. Скважины располагают по прямоугольной или квадратной сети. Расстояния между скважинами зависят от размеров озер, выдержанности мощности и строения соляных залежей; они могут меняться от 1—2 км на крупных озерах до 800—400 и даже 200 м на относительно

мелких. На таких озерах, как Кара-Богаз-Гол, они могут увеличиваться до 4—5 км.

На рапных озерах без садки солей исследования сводятся к промеру глубин рапы по профилям с лодки или понтона, отбору небольшого количества проб рапы в их центральных и краевых частях, проверке щупом иловых отложений, отбору их единичных проб. В рапных озерах с отложениями солей в зависимости от их размеров и глубины рапы сооружаются различные по величине, глубине осадки и прочности понтоны, на которых монтируется станок с двигателем или тренога, если бурение осуществляется вручную.

На стадии предварительной и детальной разведки в зависимости от типа соляного месторождения применяются различные методы исследований.

Предварительная разведка проводится на соляных озерах, выявленных поисковыми работами. По степени разведанности подсчитанные по результатам предварительной разведки запасы солей обычно отвечают требованиям к запасам категории С₁. Изучение соляного озера заключается в более детальном по сравнению с поисками определении количества и качества запасов солей, а также строения озерной залежи. Изучаются режим соляного озера, условия его водно-солевого питания.

При колонковом бурении диаметр скважин должен обеспечивать получение ненарушенного столбика керна. Рекомендуется применять колонковые трубы \varnothing 108 и 127, иногда 168 мм. На «сухих» и особенно на рапных озерах применяется зондировочное бурение, главной задачей которого является установление сплошности соляной залежи и ориентировочной мощности между основными разведочными выработками. На крупных озерах с хорошей выдержанностью пласта и качества соли расстояния между скважинами составляют 400—800, на более мелких 200—400, а на мелких с невыдержанной мощностью и качеством соли 100—200 м.

Как пишет Л. М. Гроховский, именно на стадии предварительной разведки решается вопрос о целесообразности промышленного освоения месторождения, способах добычи солей, обогащения и переработки, а также о режиме озера и стабильности его жидкой и твердой фаз. Предварительная разведка рапных соляных озер, в которых рапа является основным полезным ископаемым, заключается в одновременных промерах глубин и отборе проб по разреженной сети, обычно соответствующей требованиям к категории С₁. Густота сети промеров глубин должна быть одинаковой по всему озеру.

Детальные разведочные работы ставятся с целью всесторонней исчерпывающей характеристики озерного месторождения для подсчета запасов солей по высокой категории и составления технического проекта эксплуатации месторождения. При детальных исследованиях должна быть большая густота скважин, большее число полевых и лабораторных химических анализов солей,

рапы озера и вод, питающих озеро, должны проводиться химические, механические и микроскопические анализы илов.

Детальная разведка проводится чаще всего буровыми скважинами, значительно реже шурфами, которые располагаются с учетом заложенных выработок предварительной разведки и намечаемой системы разработки месторождения. Рекомендуются Инструкцией ГКЗ (1961 г.) расстояния между скважинами и шурфами не должны рассматриваться как обязательные. Например, для залежей с выдержанными на больших расстояниях по мощности и качеству пластами солей допустимо брать расстояния между скважинами 400 (категория В) и 800 м (категория С₁).

В ходе детальной разведки соляную залежь расчленяют на пласты и слои, характеризующиеся однородным химическим составом. Выделяют слои некондиционные, загрязненные илом и другими примесями. Детальная разведка проводится обычно с использованием топографической основы в масштабе 1 : 2000 или 1 : 5000, на крупных озерах возможно применение топографической основы в масштабе 1 : 10 000. Разведочные выработки или скважины на соляных озерах должны пересекать все отложения солей и углубляться в подстилающие их породы на глубину 1—2 м, иногда более. В тех случаях, когда мощность соляной залежи велика (более 10—20 м) и эксплуатируются только верхние горизонты, надобность в бурении до коренных пород отпадает. Общее количество скважин, пройденных на площади разведки солей по промышленным категориям, должно быть достаточным, и во всяком случае не меньше нескольких десятков.

Важным элементом рассматриваемых поисков и разведки является опробование озерных месторождений солей. Чаще всего в соляных озерах в качестве полезного ископаемого исследуют твердые отложения солей, значительно реже межкристальную или поверхностную рапу и еще реже их комплекс. В период поисков твердые соли и рапа обычно опробуют в равной мере, при разведочных работах — главным образом основное полезное ископаемое.

Пробы солей отбирают из всех пройденных на озере поисковых и разведочных выработок. В зависимости от индивидуальных особенностей озера количество точек опробования колеблется в широком диапазоне. Пробы солей отбирают послойно, реже по интервалам, длина которых, как правило, определяется условиями намечаемой эксплуатации. На стадии поисков и предварительной разведки желателен отбор проб из всех слоев, отличающихся составом и характером загрязнения. Для пластов галита мощностью 10—20 м интервалы опробования иногда увеличиваются до 2—3 м. В поверхностной рапе мощностью до 1 м, как правило, берут 1 пробу из средних слоев, при большей мощности — по 3 пробы из поверхностных, средних и придонных слоев в каждой точке. Пробы межкристальной рапы отбираются послойные из пластов разного минерального состава или с интервалом 1—2 м.

Ранее пробы обычно упаковывались в стеклянную тару. Согласно Л. М. Гроховскому, наиболее удобной тарой являются полиэтиленовые мешочки и емкости, которые можно закрывать и даже заваривать. Недопустимо заворачивать пробы в бумагу или хранить их в бумажных пакетах. Целесообразно иметь на месте полевы химическую и минералогическую лаборатории. Обработка проб солей заключается в последовательном измельчении и квартований их материала в соответствии с существующими указаниями [66].

Пробы поверхностной рапы отбирают по всей площади озера одновременно с промером глубин. Для этой цели используют пробоботборники различных систем. Отбор проб должен сопровождаться измерением температуры и плотности рапы, так как из рапы, особенно пересыщенной, при изменении ее температуры может выпасть осадок, что отразится на ее плотности. Для измерения плотности и температуры рапы в полевой обстановке используют набор ареометров, цилиндр и термометр с точностью до $0,2^{\circ}$ С.

Методика отбора проб ила и их изучения определяется задачами производимых исследований. Для сохранения структур или выявления годичных или сезонных слоев пробы ила чаще всего отбирают грунтоносами различных систем. Пробы помещают в стеклянную тару или полиэтиленовые мешочки и герметически закрывают. При отробовании ила наиболее распространенными исследованиями являются изучение вытяжек и выжимок из него, поглощенных оснований, скелетной и коллоидной составляющей, состава легко- и труднорастворимых солей, микрофлоры. Для изучения гранулометрического состава отбирают пробы массой 1—2 кг, для химического анализа — 100—150 г. Обстоятельное изучение илов и грунтов очень трудоемко и дорого, поэтому практикуется лишь в крупных объектах или для специальных целей.

В комплексе геологоразведочных работ на минеральных озерах особое значение имеют гидрогеологические исследования. Обычно ставится геолого-гидрогеологическая съемка того или иного масштаба, включающая достаточный объем буровых работ и охватывающая по возможности всю водосборную площадь озера. Цель этих исследований — получить исчерпывающие данные для определения водно-солевого баланса озера и скорости восполнения запасов солей.

По материалам гидрогеологической съемки устанавливаются основные параметры водоносных горизонтов, участвующих в питании озера: направление и скорость потока подземных вод, их минерализацию, химический состав и т. д. При гидрогеологической съемке собираются сведения о расходах и химическом составе вод поверхностных водотоков, впадающих в озеро. Иногда главная роль в водно-солевом питании озера принадлежит рекам.

Несколько слов об изучении режима соляного озера, которое должно начинаться еще в стадию поисковых работ. Это изучение

включает наблюдения за его водно-солевым режимом, выяснение взаимоотношений в нем жидкой и твердой фаз, установление воздействующих на режим озера факторов, наблюдение за испарением и опытные работы. Обычно изучение водно-солевого режима озера сводится к систематическим замерам уровня рапы (уровенный режим), ее температуры (термический режим), плотности, к определению химического состава и концентрации в рапе солей (гидрохимический режим).

Опытные работы носят научно-исследовательский характер: изучается испаряемость рапы разного солевого состава и разной концентрации; ставятся опыты по образованию тенардита и изучаются условия, ускоряющие этот процесс, а также опыты по созданию модели искусственного озера путем выемки небольшого котлована. Назначение всех этих опытов заключается в познании физико-химической сущности процессов, происходящих в соляных озерах.

Очень важно, чтобы период наблюдений характеризовался типичными климатическими условиями, т. е. охватывал влажные и засушливые годы. Продолжительность наблюдений должна быть 2—3 года, а в отдельных случаях удлиняется еще на 1—2 года.

Следует подчеркнуть, что в северной зоне распространения соляных озер режим их отличается крайней неустойчивостью (Павлодарское Прииртышье, северная половина Центрального Казахстана). Здесь периоды влажных лет сменяются периодами засушливых, что сильно сказывается на состоянии соляного водоема, а также на процессах накопления солей в нем. Во влажные периоды все соли могут перейти в водную фазу и озеро превращается в чисто рапное. В продолжительные сухие периоды, наоборот, поверхностная рапа полностью исчезает и озеро становится «сухим».

Скорость накопления солей в одном и том же озере есть величина переменная, в отдельные сухие годы она может принимать даже отрицательные значения, т. е. преобладают процессы выноса солей ветром из бессточной котловины. При длительном действии этого процесса озеро может совершенно лишиться солей. Такая судьба, в частности, постигла самосадочное в прошлом оз. Улькенкарой (Северный Казахстан), расположенное на дне огромной впадины. В 80-х годах прошлого столетия из него добывали соль. Затем оно пережило длинную стадию усыхания. В 1936 г. озеро уже не содержало соли и дно его представляло такыровидную поверхность. Начиная с 1942 г. озеро стало наполняться водой, и на месте соляного озера возникло пресное.

Частичное усыхание озера также вызывает некоторую потерю солей. Обнажившееся из-под рассола илистое дно, обогащенное солями, подвергается развеванию, и соль уносится. Важное значение при этом имеет захват сухим ветром солей в виде частиц непосредственно с водной поверхности озера (импульверизация).

По Д. Сахарову [189], импульверизация солей в Волго-Ахтубинском районе возникает при силе ветра 4—5 баллов.

Большие амплитуды колебания уровня озер не способствуют соленакоплению, и в этом можно убедиться на примере оз. Селетытениз. В 1930 г. минерализация воды озера равнялась 3,5%, в 1940 г., по-видимому, достигла 25—30%, так как на озере началась садка галита, а в 1946 г. упала до 2,5%. Это явление вряд ли можно отнести за счет чрезвычайного поднятия уровня воды. По наблюдениям Е. В. Посохова [173], в 1946 г. вода в озере достигла уровня примерно 1930 г. Возможно, это произошло из-за потери озером солей. Хотя концентрация рассола в засушливые годы и увеличивается, общее количество солей в озере уменьшается, а во влажные годы — наоборот. Благодаря чередованию засушливых и влажных периодов оз. Селетытениз находится, так сказать, в стадии устойчивого соляного баланса, при котором унос солей в засушливые годы компенсируется привнесом их во влажные годы. Однако плановая добыча соли на озерах с неустойчивым водно-солевым режимом крайне затруднена.

Завершающим и весьма важным этапом исследования соляных озер является подсчет запасов солей. Подсчет производится на основе кондиций, утвержденных ГКЗ СССР. Запасы солей подсчитываются в жидкой и твердой фазах отдельно, в естественном их состоянии, без учета потерь на эксплуатацию. Запасы твердых солей подсчитываются в тысячах тонн, рапы в тысячах кубических метров, а солей — в весовых процентах или также в тысячах тонн. Подсчет запасов твердых солей в соляных озерах мало отличается от подсчета запасов других твердых полезных ископаемых, залегающих в виде пластов или линз. Подсчет запасов рапы имеет свои специфические особенности вследствие связи ее с легкорастворимыми солями — переходом последних из жидкой фазы в твердую и обратно.

Условия отнесения запасов солей к категориям приведены в Инструкции по применению классификации запасов к озерным месторождениям солей (1961 г.). Этими условиями предусматривается необходимая степень изучения запасов солей месторождения и всех их параметров, требуемых для отнесения их к категориям А, В, С₁, С₂.

Перейдем теперь к знакомству с методикой исследования грязей. Эта методика мало чем отличается от только что описанной. При обследовании грязевого озера тщательно изучают литологический состав толщи донных осадков. Главное внимание уделяют исследованию физики и химии лечебных грязей. Выясняют наличие в озере соляных отложений, строение и происхождение озерной котловины.

Исследования ведутся в две стадии: поисковой и разведочной. Последняя может быть подразделена на предварительную и детальную разведку. На поисковой стадии исследований важно

уметь по внешним признакам находить лечебную грязь. Распознавание лечебной грязи в природной обстановке не вызывает особых трудностей. Вот ее внешние основные признаки: блестяще-черный цвет, мазкость, запах сероводорода, консистенция густой сметаны, высокая влажность и пластичность, чрезвычайно тонкий состав — при растирании грязи между пальцами не должно ощущаться грубых частиц. Могут быть грязи и серого цвета. Соленость грязи существенного значения не имеет.

В бассейне питания грязевого озера проводят комплекс исследований (гидрологических, гидрогеологических и т. д.), основная цель которых заключается в выяснении условий питания

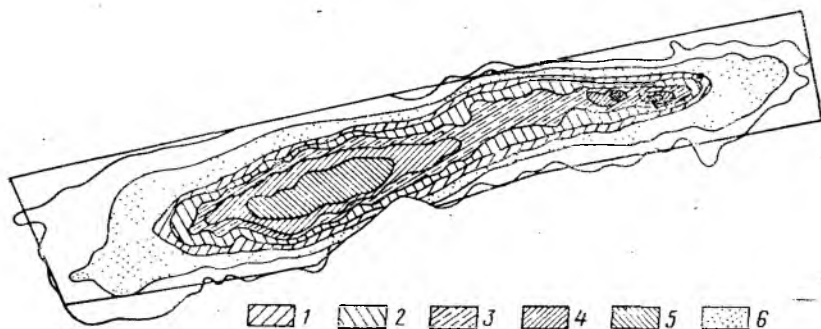


Рис. 10. План грязевого озера курорта Тинаки (район Астрахани) с изолиниями одинаковых мощностей, по А. М. Овчинникову, 1963 г.

Мощность грязей, см: 1 — 0—20, 2 — 20—40, 3 — 40—60, 4 — 60—80, 5 — 80—98; 6 — песок.

озера и определении его водно-солевого баланса. На озере ведут наблюдения над колебаниями уровня воды (рассола) и изменением ее минерализации. Всякие существенные изменения в водно-солевом режиме грязевого озера сказываются на минерализации грязевого состава и на 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 так же нежелательным является отложение солей на поверхности грязевого озера. Для предотвращения подобных явлений озеро искусственно обводят либо подземными, либо поверхностными водами из ближайших водоемов (курорт Яны-Курган в Казахстане).

Для подсчета запасов грязей требуется проведение зондировочных буровых работ на самом озере. Для этой цели исследуемое озеро должно быть нанесено на детальный топографический план и на нем необходимо разбить створы и в определенных местах озера наметить буровые скважины. Густота зондировочной сети зависит от степени неоднородности грязевой залежи. Скважины

бурят со специального плота с люком посередине или со сдвоенных лодок.

Для бурения иловых отложений и взятия проб илов со дна существуют разнообразные щупы и буровые желонки. Известны торфяные буры различных систем («Инторфа», «Ита», ТБР-66 и др.) и поршневые илобуры (Перфилова, Малахова и др.). А. И. Дзюнс-Литовский [71] сконструировал донный илобур, состоящий из цилиндрической желонки, штанг и обсадных труб для более глубокого бурения.

В результате проведения буровых работ составляется карта мощности иловых отложений озера, на основании которой подсчитываются запасы лечебной грязи. В качестве примера на рис. 10 показан план оз. Тинаки [144]. На плане видно, что наибольшие мощности грязевых отложений прослеживаются в центральной части озера. Как правило, в середине озера залегают и наилучшие по качеству грязи, так как периферийные участки грязевых отложений засорены и обладают наиболее грубым составом.

Физико-химическое изучение лечебных грязей проводят по специальной методике [16]. Особое внимание уделяется 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. Дело в том, что использованную грязь не выбрасывают, а подвергают регенерации либо в самом озере, либо в специально устроенных бассейнах. После регенерации грязь можно снова употреблять с лечебными целями.

Здесь затронуты лишь некоторые главные вопросы методики исследования лечебных грязей. Более обстоятельно этот вопрос рассматривается в книге Л. С. Михеевой и Я. А. Требухова [137]. В ней говорится о методике ведения, содержания и основных этапах грязеразведочных работ, об оценке запасов лечебных грязей и специальных исследованиях водно-солевого режима грязевых водоемов, об изучении процессов грязенакопления и регенерации лечебных грязей, а также о вопросах организации грязевого хозяйства.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Минеральные лечебные воды используются в СССР многочисленными санаториями и курортами, сосредоточенными преимущественно в европейской части СССР и на Кавказе, сравнительно редкими в Средней Азии, Сибири и на Дальнем Востоке. Однако санаторно-курортная сеть страны эксплуатирует ничтожно малую часть ее гидроминеральных ресурсов.

В послевоенные годы отмечается бурный рост добычи минеральных вод, которые распространяются внутри страны и экспортируются за границу. С 1950 по 1967 г. выпуск МВ возрос почти в 8 раз. В 1967 г. он достиг 853,7 млн. бутылок в год [246]. В 1976 г. это количество должно было перевалить за 1200 млн. бутылок в год. В настоящее время розливом МВ занимается около 110 заводов. И все же выпуск МВ отстает от потребностей населения. Чрезвычайно большие ее количества бесследно теряются двумя тысячами минеральных источников.

Ресурсы промышленных иодобромных и других вод, особенно подземных, в СССР используются в очень малой степени. Дальнейшее развитие сырьевой базы иодобромной промышленности потребует постановки специальных работ. Подзона умеренно соленых и нормально соленых (10—25 г/кг) вод артезианских бассейнов, как и вышележащие подзоны солоноватых и зона пресных вод, бесперспективна в отношении промышленных бромных вод. Некоторые перспективы в отношении иодных и иодобромных вод намечаются в районах с глубокими и плохо промытыми частями разреза артезианских бассейнов Западно-Сибирской, Каспийской и Причерноморской областей, в западной части Ферганского артезианского бассейна и некоторых других. В подзоне очень слабых и слабых рассолов (35—75 г/кг) часто встречаются воды с повышенным и высоким содержанием иода и брома.

Промышленные концентрации этих микрокомпонентов известны в некоторых районах Приазовского и Западно-Сибирского артезианских бассейнов. В подзоне рассолов средней крепости (75—130 г/кг) почти всегда наблюдаются повышенные содержания брома, реже иода, если эти рассолы приурочены к условиям весьма затрудненного водообмена. В подзоне крепких рассолов (130—275 г/кг) часто отмечается значительная концентрация брома, редко — иода. Таков, например, Волго-Камский и некоторые другие бассейны Русской платформы. Подзоны очень крепких, весьма крепких и сверхкрепких рассолов (свыше 275 г/кг) характеризуются высоким содержанием брома и встречаются в артезианских бассейнах Восточно-Сибирской области, Северо-Каспийском, Амударьинском артезианских бассейнах Арало-Каспийской области и др. [77]. Воды и рассолы с преобладанием тех или иных компонентов приурочены к определенным районам распространения. Во многих случаях одни и те же рассолы

являются промышленными одновременно на несколько компонентов. Иодные воды часто связаны с нефтегазоносными отложениями мезозойского и кайнозойского возраста.

На территории СССР термальные воды залегают почти повсеместно под холодными. При этом различаются месторождения пластовых и трещинно-жильных термальных вод. Однако выходы термальных вод на поверхность земли наблюдаются лишь в сейсмически активных районах, преимущественно на юге и востоке страны. Далекое не все термальные воды имеют практическое значение для выработки электроэнергии, теплофикации, горячего водоснабжения, применения в теплично-парниковом хозяйстве, для отопления бассейнов рыбозаведения и т. п.

К перспективным артезианским бассейнам относятся Западно-Сибирский, система Причерноморских и Арало-Каспийских, а также Рионский, Джаркентский, Ферганский и др. Среди месторождений трещинно-жильных термальных вод перспективны районы Курильских островов, Камчатки, Прибайкалья, Тянь-Шаня, Памира, Кавказа, Восточного и Западного Саян и отдельные участки Северо-Востока [127]. Прогнозные запасы термальных вод пластового типа в пределах указанных бассейнов определяются, по Б. Ф. Маврицкому, $240-245 \text{ м}^3/\text{сек}$ с температурой $40-100^\circ \text{C}$, трещинно-жильного типа — $12 \text{ м}^3/\text{сек}$ с температурой $40-200^\circ \text{C}$.

В результате совместных усилий специалистов разных направлений достигнуты значительные успехи по использованию термальных вод и гипертерм. Так, на Камчатке в 1967 г. начала работать первая в СССР Паужетская геотермальная электростанция, турбины которой вращают природные гипертермы. Там же успешно прошла испытание Паратунская геотермальная теплоэлектростанция, на которой в качестве рабочего тепла используется нагреваемый термальными водами низкокипящий промежуточный теплоноситель. Теплично-парниковые хозяйства созданы на Камчатке, в Магаданской области, в Забайкалье, на Кавказе и др. Теплоснабжение промышленных и гражданских зданий термальными водами практикуется в Махачкале, Тбилиси, Ташкенте, Омске и на некоторых курортах.

В связи с дальнейшим использованием термальных вод можно выдвинуть несколько основных проблем:

- 1) комплексное всестороннее изучение глубоких частей артезианских бассейнов, перспективных на гидротермальные ресурсы, с моделированием возможных изменений в гидродинамической и гидрогеотермической обстановке, которые могут произойти в процессе эксплуатации гидротерм;

- 2) изучение гидротермальных систем и гипертерм внутрикорового и более глубинного — мантийного — происхождения и разработка мероприятий по использованию гипертерм;

- 3) изучение изотопного состава термальных вод, их макро- и микрокомпонентов и изотопного состава газов термальных вод,

включая изотопные соотношения ^3He и ^4He , в связи с решением вопросов их генезиса и возраста;

4) исследования в области создания искусственных гидротермальных систем в целях эксплуатации тепла земных недр.

Необходимо усилить работы по использованию термальных вод в различных народнохозяйственных целях с учетом отечественного и зарубежного опыта эксплуатации гидротерм и гипертерм.

Наряду с использованием подземных МВ большое значение в СССР приобретают минеральные озера и грязи, в том числе и грязевых вулканов. В СССР встречаются озера всех пяти типов по химическому составу: доронинского, иссык-кульского, сакского, тинакского и курильского.

В распределении минеральных озер намечается строгая закономерность. Пресные озера распространены на севере СССР, в пределах гумидной зоны. Южнее, в Западной, Восточной Сибири и Якутии, расположена зона грунтовых содовых вод. Содовые озера здесь и южнее встречаются сравнительно редко и запасы рапы содовых озер ограничены. Южнее зоны содовых озер широко распространена зона сульфатных озер иссык-кульского и сакского типов. Спорадически в наиболее пониженных местах в условиях питания специфическими подземными водами встречаются озера тинакского типа с хлоркальциевой водой.

Высотная поясность в распределении озер разных типов и минерализации заключается в смене вод пресных гидрокарбонатных байкальского типа содовыми водами доронинского типа и сульфатными озерами типа оз. Шира и Эльтон, занимающими пониженные места рельефа.

Огромно значение озер и их отложений для бальнеологии и химической промышленности. На базе минеральных озер функционируют курорты, санатории и заводы по добыче солей. Перед исследователями озер стоит большая комплексная задача всестороннего их изучения и уточнения запасов заключенных в них рапы, солей и грязей, вопросов их формирования. Вместе с тем в последние годы возникла и вторая важная задача: поиски и разведка ископаемых отложений минеральных озер, их ископаемых минеральных солей. Наконец, в связи с охраной окружающей среды и защитой вод от загрязнения и истощения возникает в перспективе еще одна важная проблема: создание в аридной зоне СССР искусственных минеральных озер, в которых бы отстаивались и испарялись загрязненные воды, отлагая на дне своем соляные отложения, отдавая в атмосферу чистые пары воды на пополнение запасов чистых поверхностных и подземных вод.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Аверьев В. В.* Мышьяксодержащие подземные воды и их классификация. — В кн.: Сб. статей по вопросам гидрогеологии и инженерной геологии. М., Изд-во Моск. ун-та, 1962, с. 228—238.
2. *Алексин О. А.* Основы гидрохимии. Л., Гидрометеиздат, 1970. 443 с.
3. *Александров В. А.* Пелоиды СССР. М., Медгиз, 1940. 44 с.
4. *Альбов С. В., Толстихин Н. И.* Несколько слов об углекислых минеральных водах в Крыму. — «Зап. Лен. горн. ин-та», 1952, т. XXVII, вып. II, с. 235—237.
5. *Анисимова Н. П.* Криогенная метаморфизация химического состава подземных вод (на примере Центральной Якутии). II Междунар. конф. по мерзлотоведению. Докл. и сообщ., вып. 5. Подземные воды криолитосферы. Якутск, Якут. кн. изд-во, 1973. 128 с.
6. *Аскеров А. Г.* Минеральные источники Азербайджанской ССР. Баку, Изд-во Азер. ун-та, 1954. 334 с.
7. *Афанасенко В. Г., Булдович С. Н., Романовский Н. Н.* О проявлениях минеральных вод в северной части Куларского хребта. — «Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол.», 1973, т. XLVIII (6), с. 91—102.
8. *Бабинец А. Е.* Происхождение подземной гидросферы в свете изучения изотопного состава воды. — В кн.: Процессы развития земной коры и полезные ископаемые Днепровско-Донецкой впадины. Киев — Полтава, 1968, с. 50—51.
9. *Бабинец А. Е., Гордиенко Е. Е., Денисова В. Р.* Лечебные минеральные воды и курорты Украины. Киев, Изд-во АН УССР, 1963. 164 с.
10. *Барабанов Л. Н.* Термальные воды Малого Кавказа. — «Труды Лабор. гидрогеол. проблем АН СССР», 1961, т. 37. 81 с.
11. *Барабанов Л. Н., Дислер В. Н.* Азотные термы СССР. М., 1968. 120 с. (Центр. науч.-исслед. ин-т курортологии и физиотерапии).
12. *Басков Е. А.* Подземные минеральные воды и палеогидрогеология Восточно-Сибирской артезианской области. — Автореф. докт. дис. Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-т. Л., 1967. 64 с.
13. *Басков Е. А., Суриков С. Н.* Гидротермы тихоокеанского сегмента Земли. М., «Недра», 1975. 171 с.
14. *Баталин Ю. В., Касимов Б. С., Станкевич Е. Ф.* Месторождения природной соды и условия их образования. М., «Недра», 1973. 205 с.
15. *Баталин Ю. В., Станкевич Е. Ф., Касимов Б. С.* Закономерности размещения и перспективы выявления месторождений природной соды на территории СССР. — «Сов. геология», 1973, № 7, с. 57—73.

16. *Бахман В. И., Овсянникова К. А.* Анализ лечебных грязей. М., Медгиз, 1960. 120 с.
17. *Бедер Б. А.* Новые данные о минеральных хлористо-кальциевых водах в Средней Азии типа грузинской лугелы. — «Докл. АН УзССР», 1961, № 8, с. 28—30.
18. *Бедер Б. А.* Высокотермальные артезианские воды Средней Азии. — В кн.: Проблемы геотермии и практ. использования тепла Земли. М., Изд-во АН СССР, т. II, 1961, с. 66—77.
19. *Бедер Б. А.* Артезианские, минеральные и термальные воды Узбекистана. Ташкент, «Узбекистан», 1973. 39 с.
20. *Биндеман Н. Н.* Оценка эксплуатационных запасов подземных вод. М., Гостеолтехиздат, 1963. 197 с.
21. *Биндеман Н. Н., Бочевер Ф. М.* Региональная оценка эксплуатационных запасов пресных подземных вод. — «Сов. геология», 1964, № 1, с. 65—78.
22. *Богданова Л. Л., Ясько В. Г.* Радоновые воды зон тектонических нарушений Забайкалья. — В кн.: Мерзлотно-гидрогеотерм. и гидрогеолог. исследования на востоке СССР. М., «Наука», 1967, с. 108—113.
23. *Богомолов Н. С., Диковский А. М., Карасева А. П.* Минеральные воды Читинской области. — В кн.: Подземные воды Сибири и Дальнего Востока. М., «Наука», 1971, с. 192—196.
24. *Богомолов Г. В., Плотникова Г. Н., Титова Е. А.* Кремнезем в термальных и холодных водах. М., «Наука», 1971. 112 с.
25. *Богородицкий К. Ф.* Высокотермальные воды СССР. М., «Наука», 1968. 167 с.
26. *Бойко Т. Ф.* Металлоносность поверхностных вод и рассолов. М., «Наука», 1969. 120 с.
27. *Бондаренко С. С.* Методические указания по рациональной оценке прогнозных эксплуатационных запасов подземных промышленных вод. М., 1967. 120 с. (Всесоюз. науч.-исслед. ин-т гидрогеол. и инженер. геол.).
28. *Бондаренко С. С., Плотников Н. А.* Принципы оценки эксплуатационных запасов подземных промышленных вод на месторождении и отдельном эксплуатационном участке. — В кн.: Вопр. гидрогеологии и инженер. геологии, сб. 21. М., «Недра», 1971, с. 66—75.
29. *Бочевер Ф. М.* Расчеты эксплуатационных запасов подземных вод. М., «Недра», 1968. 325 с.
30. *Бунакова Г. В.* Экспериментальное изучение физико-химических процессов формирования подземных вод Кавминводского артезианского бассейна. — В кн.: Закономерности формирования и распространения минер. вод СССР. М., «Наука», 1975, с. 60—64.
31. *Бунеев А. Н.* Агрессивная углекислота в минеральных водах. «Труды Гос. Центр. ин-та курортологии и физиотерапии, т. IV». М., Медгиз, 1932, с. 120—135.
32. *Бунеев А. Н.* Основы гидрохимии минеральных вод осадочных отложений. М., Медгиз, 1956. 228 с.
33. *Валышко М. Г.* Геохимические закономерности формирования месторождений калийных солей. М., Изд-во Моск. ун-та, 1962. 398 с.
34. *Вартанян Г. С.* Геолого-структурные условия формирования месторождений углекислых вод горноскладчатых регионов и особенности их гидрогеологического изучения. — Автореф. докт. дис. М., 1974. 41 с.
35. *Вартанян Г. С.* Поиски и разведка месторождений минеральных вод в трещинных массивах. М., «Недра», 1973. 95 с.
36. *Вартанян Г. С., Яроцкий Л. А.* Поиски, разведка и оценка эксплуатационных запасов месторождений минеральных вод. М., «Недра», 1972. 126 с.
37. *Вернадский В. И.* История природных вод. М., Изд-во АН СССР, 1960, т. 4, кн. 2. 651 с.
38. *Виноградов В. И.* Роль осадочного цикла в геохимии изотопов серы. — Автореф. докт. дис. М., 1975. 41 с.

39. *Виноградов А. П., Девириц А. Л., Добкина Э. И.* Современное содержание трития в природных водах. — «Геохимия», 1968, № 10, с. 1147—1162.

40. *Власова Н. К., Валяшко М. Г.* Экспериментальное исследование по генезису хлор-кальциевых вод. — В кн.: Матер. науч. семинара по проблеме формирования хлоридных кальциево-натриевых подзем. вод. М., 1968, с. 121—126. (Всесоюз. науч.-исслед. ин-т гидрогеол. и инженер. геол.).

41. *Воды минеральные питьевые лечебные и лечебно-столовые.* ГОСТ 13273—73. Изд. официальное. М., Изд-во стандартов, 1973. 34 с.

42. *Вожов В. И.* Минеральные воды Норильского района. — В кн.: Гидрогеология Енисейск. Севера, вып. 1. Л., 1969, с. 33—44. (Науч.-исслед. ин-т геологии Арктики).

43. *Волкова М. А.* Минеральные воды Красноярского края. — В кн.: Формирование и геохимия подземных вод Сибири и Дальнего Востока. М., «Наука», 1967, с. 146—153.

44. *Вопросы специальной гидрогеологии Сибири и Дальнего Востока.* Вып. 1. Иркутск, Изд-во АН СССР. Сибирское отделение, 1962. 226 с.

45. *Врублевский М. И.* Минеральные воды Центрального Кавказа. Л., Изд-во Лен. ун-та, 1962. 252 с.

46. *Врублевский М. И.* Углекислые воды Абхазско-Краснополянской провинции. Л., Изд-во ЛГУ, 1969. 72 с.

47. *Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование.* Ред. С. И. Набоко. М., «Недра», 1974. 262 с.

48. *Галимов Э. М.* Геохимия стабильных изотопов углерода. М., «Недра», 1968. 244 с.

49. *Ганжа П. Б., Менякин А. А., Шпаков О. Н.* Радоновые воды западной части Белорусского массива. — «Докл. АН ВССР», 1969, т. 13, № 3, с. 253—254.

50. *Гаюн К. Г.* Закономерности распространения и формирования углекислых вод Восточных Карпат (в пределах СССР). — «Труды науч.-технич. совещ. по гидрогеологии и инженерной геологии. Вып. II. Минеральные, термальные и промышленные воды». М., «Недра», 1968, с. 55—64.

51. *Гаюн К. Г., Левченко Т. Ф.* Условия формирования химического состава воды «нафтуса» на курорте Трускавец. — «Гидрохим. материалы», 1957, т. 27, с. 66—72.

52. *Геодинамика вулканизма и гидротермального процесса* (Краткие тезисы IV Всесоюз. вулканолог. совещ.). Петропавловск-Камчатский, 1974, с. 257.

53. *Геология Армянской ССР.* Т. IX. Минеральные воды. Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1969. 524 с.

54. *Герасимов А. П.* Минеральные воды в России. — В кн.: Естеств. произв. силы России. Пгр., 1920, т. IV, вып. 40. 153 с.

55. *Гецеу В. В.* Типы подземных минеральных вод Дагестана и их бальнеологическое значение. Махачкала, Дагестан. кн. изд-во, 1972. 119 с.

56. *Гидрогеология Азии.* Ред. Н. А. Маринов. М., «Недра», 1974. 576 с.

57. *Гидрогеология СССР.* М., «Недра», 1966—1976. Тома I—XLIV, сводный том. Вып. 1.

58. *Гидрогеология соляных месторождений и минеральные воды.* Л., «Недра», 1964. 292 с. (Труды Всесоюз. науч.-исслед. ин-та галургии, вып. XLVI).

59. *Голева Г. А.* Геохимия подземных вод месторождений полезных ископаемых западных областей Украины. — В кн.: Прobl. геохимии, вып. 1. Львов, Изд-во Львовского ун-та, 1959, с. 123—130.

60. *Голева Г. А.* Минеральные воды Восточных Карпат и Предкарпатя. — В кн.: Вопр. формирования и распространения минеральных вод СССР. М., 1960, с. 350—381. (Труды Центр. науч.-исслед. ин-та курортологии и физиотерапии).

61. *Голубков Б. Н., Федотов К. В., Фролов П. М.* Термальные воды — источники энергии для опреснительных установок. — «Бюл. науч.-техн. информации», 1965, № 3, с. 26—29.

62. Горбушина Л. В., Саломенкова Н. А., Тьминский В. Г. Возраст и пропорции смещения минеральных вод Ташкентского артезианского бассейна. — «Изв. вузов. Сер. Геология и разведка», 1967, № 2, с. 92—95.

63. Гордеев Д. И. Основные этапы истории отечественной гидрогеологии. М., Изд-во АН СССР, 1954. 382 с. (Труды Лабор. гидрогеолог. проблем им. Ф. П. Саваренского, т. VII).

64. Григорьев С. М. О процессах образования и свойствах горючих ископаемых. М., Изд-во АН СССР, 1954. 262 с.

65. Грищенко В. А. Основные процессы разделения азотопной серы и их геохимическое значение. — Автореф. докт. дис. М., 1974. 61 с.

66. Гроховский Л. М. Озерные месторождения солей, их изучение и промышленная оценка. М., «Недра», 1972. 165 с.

67. Грязевые вулканы Азербайджанской ССР. Атлас. Баку, Изд-во АН АзССР, 1971. 257 с. Авт.: А. А. Якубов, А. А. Ализаде, М. М. Зейналов.

68. Дворов В. И. Термальные воды Челекена и геохимические особенности их формирования. М., «Наука», 1975. 180 с.

69. Дейтерий и кислород-18 в подземных водах (масс-спектрометрические исследования). М., «Недра», 1973. 144 с. Авт.: Ю. В. Селецкий, В. А. Поляков, А. В. Якубовский, Н. Н. Исаев.

70. Джаватишвили Д. В. Минеральные воды «лугела», характеристика и лечебные свойства. Тбилиси, Изд-во Тбилисс. политехн. ин-та, 1953. 33 с.

71. Дзэнс-Литовский А. И. Методы комплексного исследования и разведки озерных соляных месторождений (соляных озер). Л., 1957. 212 с. (Труды Всесоюз. науч.-исслед. ин-та галургии, вып. XXXIV).

72. Дзэнс-Литовский А. И. Соляные озера СССР и их минеральные богатства. Л., «Недра», 1968. 118 с.

73. Дзэнс-Литовский А. И., Толстихин Н. И. Краткая пояснительная записка к схематической карте природных минеральных вод СССР. Л.—М., Госгеолтехиздат, 1946. 28 с.

74. Донные соляные отложения и погребенные рассолы Кара-Богаз-Гола как новый вид сульфатного сырья. — «Труды Всесоюз. науч.-исслед. ин-та галургии», 1959, вып. 35, с. 12—25. Авт.: А. И. Дзэнс-Литовский, М. Ю. Гаркова, Г. А. Васильев, Л. В. Еловская.

75. Желваков А. В. Минеральные воды Чехии. — «Сов. геология», 1960, № 8, с. 102—115.

76. Журавлев А. В. Условия формирования солигаличских минеральных вод. — «Изв. вузов. Геология и разведка», 1968, № 7, с. 83—88.

77. Зайцев И. К., Толстихин Н. И. Закономерности распространения и формирования минеральных (промышленных и лечебных) подземных вод на территории СССР. М., «Недра», 1972. 280 с.

78. Закономерности формирования и распространения минеральных вод СССР. М., «Наука», 1975. 210 с.

79. Захарченко А. И. Минералообразующие растворы и генезис кварцевых жил. М., Госгеолтехиздат, 1955, с. 39—50.

80. Здановский А. В. Галургия. Л., «Химия», 1972. 527 с.

81. Иванов В. В. Основные геохимические обстановки и процессы формирования гидротерм областей современного вулканизма. — В кн.: Химия земной коры, т. II. М., Изд-во АН СССР, 1964, с. 240—259.

82. Иванов В. В. Гидротермы Курило-Камчатской вулканической зоны. — Автореф. докт. дис. М., Изд-во Моск. ун-та, 1965. 39 с.

83. Иванов В. В., Невраев Г. А. Классификация подземных минеральных вод. М., «Недра», 1964. 167 с.

84. Изотопный состав водорода, кислорода, углерода, аргона, гелия термальных вод и газов Курило-Камчатской вулканической области как показатель их формирования. — «Геохимия», 1973, № 2, с. 180—189. Авт.: Е. А. Басков, В. Е. Ветштейн и др.

85. Изотопный состав кислорода и водорода сульфидных вод Сочи-Адлерского артезианского бассейна. — «Геохимия», 1972, № 9, с. 1102—1106. Авт.: Л. В. Горбушина, В. Е. Ветштейн, Г. А. Малюк и др.

86. *Изотопный состав серы сульфатов и сульфидов вод некоторых районов Предкавказья в связи с их генезисом.* — «Геохимия», 1966, № 9, с. 1087—1094. Авт.: О. Г. Панкина, В. Л. Мехтиева, В. А. Гриненко, М. Н. Чурмантеева.

87. *Изучение и использование глубинного тепла Земли.* Под ред. Ф. А. Макаренко. М., «Наука», 1973. 316 с.

88. *Изыскания и оценка запасов промышленных подземных вод.* (Методическое пособие). Под ред. С. С. Бондаренко и Н. В. Ефремочкина. М., «Недра», 1971. 243 с.

89. *Казаков В. Ф., Жданов Б. П.* Новое проявление металлоносных растворов на территории Туркменской ССР. — «Геохимия», 1973, № 3, с. 454—458.

90. *Капченко Л. Н.* О формировании минеральных вод типа «лутела» — «Окуми». — «Геохимия», 1966, № 7, с. 878—882.

91. *Карасева А. П.* Условия формирования месторождений углекислых вод Забайкалья. М., «Недра», 1968, вып. 2, с. 64—72.

92. *Карасева А. П.* Вопросы формирования и основные типы мышьяк-содержащих минеральных вод. М., 1973, с. 62—74. (Труды Центр. науч.-исслед. ин-та курортологии и физиотерапии, т. XXVI).

93. *Карта лечебных грязей СССР.* Под ред. В. В. Иванова, Г. А. Невраева, М. М. Фомичева. Масштаб 1 : 8 000 000. М., Гл. упр. картографии и геодезии, 1969.

94. *Карцев А. А., Вагин С. Б.* Невидимый океан. М., «Недра», 1973. 112 с.

95. *Каталог грязевых месторождений СССР.* Под ред. В. В. Иванова, Г. А. Невраева, М. М. Фомичева. М., 1970. 131 с.

96. *Каталог минеральных вод СССР.* Приложение к карте минеральных вод СССР масштаба 1 : 4 000 000. Гл. ред. В. В. Иванов. М., 1969. 288 с. (Центр. науч.-исслед. ин-т курортологии и физиотерапии).

97. *Кашкай М. А., Гаджиев С. М.* Азербайджанская «нафтуса» и сравнение ее с «нафтусей» Трускавцов, в Украинской ССР. — «Докл. АН АзССР», т. 25, вып. 4. Баку, 1969, с. 48—51.

98. *Квет Р.* К проблеме генезиса сероводорода природных вод. — «Геохимия», 1973, № 4, с. 625—627.

99. *Киссин И. Г.* Восточно-Предкавказский артезианский бассейн. М., «Наука», 1964. 239 с.

100. *Киссин И. Г., Пахомов С. И.* О влиянии повышенных температур на формирование ионного и газового состава глубинных хлоридных натриево-кальциевых вод. М., 1968, с. 115—120. (Всесоюз. науч.-исслед. ин-т гидрогеол. и инженер. геол.).

101. *Ковалев В. Ф., Кулакова В. Я.* Минеральные и термальные воды Урала и их генезис. — В кн.: Генезис минеральных и термальных вод. М., «Наука», 1968, с. 83—86.

102. *Кононов В. И.* Влияние естественных и искусственных очагов тепла на формирование химического состава подземных вод. М., «Наука» 1965. 146 с.

103. *Копелиович А. В.* Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы. М., 1965. 312 с. (Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 121).

104. *Корценштейн В. Н.* Методика гидрогеологических исследований нефтегазоносных районов. М., Гостоптехиздат, 1963. 168 с.

105. *Крайнов С. Р.* Геохимия редких элементов в подземных водах (в связи с геохимическими поисками месторождений). М., «Недра», 1973. 296 с.

106. *Красинцева В. В.* Гидрогеохимия хлора и брома. М., «Наука», 1968. 195 с.

107. *Кроть Ч. Я.* О солевом составе поровых вод некоторых отложений карбонового возраста г. Москвы и Московской области. М., Изд-во Моск. ун-та, 1962, с. 319—331.

108. *Кротова В. А.* Гидрогеологические критерии нефтеносности. Л., Гостоптехиздат, 1960. 161 с.

109. *Крюков П. А.* Горные, почвенные и иловые растворы. Новосибирск, «Наука», 1971. 218 с.
110. *Ксензенко В. И., Стасиневич А. С.* Технология йода и брома. М., Госхимиздат, 1960. 156 с.
111. *Куделин Б. И.* Принципы региональной оценки естественных ресурсов подземных вод. М., Изд-во Моск. ун-та, 1960. 344 с.
112. *Кудельский А. В.* Гидрогеология и гидрогеохимия йода. Минск, «Наука и техника», 1976. 214 с.
113. *Куканов В. М.* Процессы формирования сероводородных вод типа Мацесты. М., «Наука», 1968. 166 с.
114. *Кулакова В. Я.* Радоновые воды Урала — гидроминеральная база курортного строительства. — «Труды Ин-та геологии Уральск. фил. АН СССР», 1964, вып. 69, с. 87—98.
115. *Курлов М. Р.* Классификация сибирских целебных минеральных вод. Томск, 1928. 73 с. (Физиотерапевтич. ин-т).
116. *Ланге О. К., Толстихин Н. И.* О температурной классификации вод. — «Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геологии», т. XLVIII (2), 1973, с. 120—123.
117. *Лебедев В. И.* К теории минерализации глубинных хлоридных вод. — В кн.: Химия в естественных науках. Л., Изд-во Ленингр. ун-та, 1965, с. 207—217.
118. *Лебедев Л. М.* Современные рудообразующие гидротермы. М., «Недра», 1975. 262 с.
119. *Левченко Т. Ф.* Минеральные воды курорта Трускавец. — «Гидрохим. материалы», 1960, т. 30, с. 138—150.
120. *Личков Б. Л.* Природные зоны Земли и литосфера. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1960. 164 с.
121. *Ломоносов И. С.* Геохимия и формирование современных гидротерм байкальской рифтовой зоны. Новосибирск, «Наука», 1974. 166 с.
122. *Ломоносов И. С., Лысак С. В., Пиннекер Е. В.* Минеральные воды Сибирской платформы. — В кн.: Подземные воды Сибири и Дальнего Востока. М., «Наука», 1971, с. 135—167.
123. *Лысак С. В.* Геотермические условия и термальные воды южной части Восточной Сибири. М., «Наука», 1968. 120 с.
124. *Маверицкий Б. Ф., Антоненко Г. К.* Опыт исследования, разведки и использования в практических целях термальных вод в СССР и за рубежом. М., «Недра», 1967. 178 с.
125. *Маверицкий Б. Ф.* Поиски и разведка термальных вод и парогидротерм в районах современного вулканизма (на примере Камчатки). — В кн.: Вopr. формирования и использования ресурсов подземных промысл. и терм. вод. М., 1970, с. 78—105. (Всесоюз. науч.-исслед. ин-т гидрогеол. и инженер. геол.).
126. *Маверицкий Б. Ф.* Термальные воды складчатых и платформенных областей СССР. М., «Наука», 1971. 241 с.
127. *Маверицкий Б. Ф., Лошкин Б. А., Вольфендлад А. В.* Прогнозные запасы термальных вод СССР, возможные объемы внедрения геотермального теплоснабжения. Изучение и использование глубинного тепла Земли. М., «Наука», 1973, с. 84—97.
128. *Макаренко Ф. А., Кононов В. И.* Гидротермальные районы СССР и перспективы их освоения. Изучение и использование глубинного тепла Земли. М., «Наука», 1973. 316 с.
129. *Маринов Н. А., Попов В. Н.* Гидрогеология Монгольской Народной Республики. М., Госгостехиздат, 1963. 451 с.
130. *Маринов Н. А., Пасека И. П.* Трускавецкие минеральные воды. М., «Недра», 1975. 320 с.
131. *Маринов Н. А., Толстихин Н. И.* Мощные карстовые источники Евразии. — В кн.: Горногеол. значение карста на Ленингр. месторождении горючих сланцев. Л., Изд-во Лен. ун-та, 1973, с. 3—15.
132. *Матвеева Э. С.* Радиоактивные воды. Справ. руководство гидрогеолога, т. I. Л., «Недра», 1967, с. 185—196.

133. *Мацуо С.* О происхождении вулканических газов. — В кн.: Геохимия современных вулканических процессов. М., «Мир», 1965, с. 61—78.
134. *Минеральные воды СССР.* Пояснительная записка к карте минеральных вод СССР масштаба 1 : 4 000 000. Под ред. В. В. Иванова. Минздрав СССР. М., 1974. 324 с.
135. *Минеральные воды южной части Восточной Сибири.* Т. I. Гидрогеология минеральных вод и их народнохозяйственное значение. Под ред. В. Г. Ткачук. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1961. 346 с.
136. *Минеральные воды южной части Восточной Сибири.* Т. II. Минеральные источники, скважины, вскрывающие минеральные воды, и минеральные озера (каталоги). Под ред. В. Г. Ткачук. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1962. 200 с.
137. *Михеева Л. С., Требухов Я. А.* Рекомендации по изучению месторождений лечебных грязей. Под ред. В. В. Иванова. Минздрав СССР. М., 1975. 99 с.
138. *Мицюк Б. М.* Механизм растворения кремнезема и извлечение его из растворов в природных условиях. — «Геохимия», 1972, № 9, с. 1133—1135.
139. *Мышьяксодержащие минеральные воды СССР.* М., 1973. 144 с. (Труды Центр. науч.-исслед. ин-та курортологии и физиотерапии, т. XXVI).
140. *Мышьяксодержащие углекислые воды Кавказа.* — «Геохимия», 1974, № 2, с. 212—227. Авт.: С. Р. Крайнов, Г. А. Волков, Н. Г. Петрова, И. В. Батуринская.
141. *Научно-техническое совещание по геотермическим методам исследований в гидрогеологии* (Москва, 1975 г., 13—15 мая). Под ред. Н. М. Фролова и Ф. А. Макаренко. Тезисы. М., 1975. 126 с. (Всесоюз. науч.-исслед. ин-т геол. и инженер. геол.).
142. *Научно-техническое совещание по современным проблемам гидрогеологии.* Тезисы докладов. Узбекгидрогеология. Москва — Ташкент, 1975. 88 с. (Всесоюз. науч.-исслед. ин-т геол. и инженер. геол.).
143. *Никаноров А. М.* Об условиях накопления и сохранения йода и брома в подземных водах мезо-кайнозойских отложений Восточного Предкавказья. — «Сов. геология», 1966, № 10, с. 102—110.
144. *Овчинников А. М.* Минеральные воды. Изд. 2-е. М., Госгеолтехиздат, 1963. 375 с.
145. *Овчинников А. М.* Гидрогеохимия. М., «Недра», 1970. 200 с.
146. *Огильви А. Н.* Минеральные источники района Кавказских Минеральных Вод и их происхождение. Пятигорск, Севкавказиз, 1935. 72 с.
147. *Огородникова В. И., Минко А. А., Ковалевский Г. Ф.* Ольховское месторождение минеральных вод. — «Сов. геология», 1969, № 3, с. 107—121.
148. *Орфаниди К. Ф.* Свободная углекислота в подземных водах. — «Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геологии», т. XXXVII (3), 1962, с. 80—88.
149. *Орфаниди К. Ф.* О некоторых закономерностях пространственного размещения месторождений углекислых вод Северного Кавказа. — «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1965, № 9, с. 120—125.
150. *Панкина Р. Г., Мехтиева В. Л.* Изотопный состав различных форм серы в водах и осадках Серного озера (сергиевские минеральные воды). — «Геохимия», 1969, № 5, с. 589—594.
151. *Панкина Р. Г., Мехтиева В. Л., Гриненко В. А.* Изотопный состав серы сульфатов и сульфидов вод некоторых районов Предкавказья в связи с их генезисом. — «Геохимия», 1966, № 9, с. 1087—1094.
152. *Пантелеев И. Я.* Эссентукские соляно-щелочные воды в системе Кавказских Минеральных Вод. М., Изд-во АН СССР, 1963. 47 с.
153. *Пантелеев И. Я., Сурков В. Н.* Минеральные источники и лечебная грязь района Кавказских Минеральных Вод. Пятигорск, 1960. 166 с.
154. *Пантелеев И. Я.* (ред.). Углекислые минеральные воды Северного Кавказа. М., Изд-во АН СССР, 1963. 190 с.
155. *Пасека И. П., Пылат П. М.* К вопросу установления закономерностей и прогнозирования ионного состава минеральных вод методом

- математической обработки. — В кн.: Гидрогеология и инженерная геология аридной зоны СССР. М., «Недра», 1972, сб. 6, с. 20—34.
156. *Пастушенко Ю. Н.* О происхождении хлоркальциевых рассолов в вулканических отложениях средней юры южного склона Западного Кавказа. — «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1966, № 10, с. 99—106.
157. *Паужетские* горячие воды на Камчатке. Ред. Б. И. Пийп. М., «Наука», 1965. 208 с.
158. *Пахомов С. И.* К геохимии стронция в углекислых минеральных водах Приэльбрусья. — В кн.: Термальные и минеральные воды Северного Кавказа. М., «Наука», 1965, с. 51—60.
159. *Пельш А. Д.* Энергетика десульфатизационного процесса. — Труды соляной лаборатории Всесоюз. науч.-исслед. ин-та галургии, 1937, вып. XIV, с. 74—80.
160. *Переве* результаты изучения ледяного керна из скважины со станции Восток (Антарктида) изотопно-кислородным методом. — «Докл. АН СССР», 1974, т. 214, № 6, с. 1383—1386. Авт.: Н. И. Барков, Ф. Г. Горденко, Е. С. Короткевич, В. М. Котляков.
161. *Перфильев Б. В.* Биология лечебных грязей. — В кн.: Основы курортологии. М., Медииздат, 1932, с. 71—80.
162. *Пиннекер Е. В.* Рассолы Ангаро-Ленского артезианского бассейна. М., «Наука», 1966. 332 с.
163. *Пиннекер Е. В.* Минеральные воды Тувы. Тувинское кн. изд-во. Кызыл, 1968. 105 с.
164. *Пиннекер Е. В.* Термальные воды Саяно-Тувинского нагорья. — В кн.: Матер. комис. по изуч. подзем. вод Сибири и Дальнего Востока, вып. IV. Иркутск, Изд-во АН СССР, 1969, с. 93—123.
165. *Плотников Н. А.* Подземные подо-бромные воды и их месторождения. — «Труды Моск. геол.-разв. ин-та», 1958, т. XXXV, с. 17—40.
166. *Погорельский Н. С.* Углекислые воды большого района Кавказских Минеральных Вод. Ставроп. кн. изд-во, 1973. 390 с.
167. *Полевой С. Л.* Исследование и оценка месторождений термальных вод в условиях пластовых систем (на примере Восточного Предкавказья). — Автореф. канд. дис. Новочеркасск, 1969. 18 с.
168. *Полевой С. Л., Ковшев И. П.* Оценка прогнозных эксплуатационных запасов термальных вод в условиях водонапорных систем (на примере Предкавказья). — «Изв. вузов. Геология и разведка», 1968, № 10, с. 79—85.
169. *Поливанова А. И.* Об изотопном составе подземных рассолов как показателе их происхождения. — «Геохимия», 1970, № 7, с. 829—837.
170. *Попов В. Н.* Организация и производство наблюдений за режимом подземных вод (инструктивные указания). М., Госгеолтехиздат, 1955. 199 с.
171. *Посохов Е. В.* Термальные источники Восточного Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1947. 142 с.
172. *Посохов Е. В.* Лечебные грязи Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1948. 31 с.
173. *Посохов Е. В.* Соляные озера Казахстана. М., Изд-во АН СССР, 1955. 187 с.
174. *Посохов Е. В.* К проблеме терм Тянь-Шаня. — В кн.: Гидрохимические материалы. М., Изд-во АН СССР, 1955, т. XXV, с. 189—195.
175. *Посохов Е. В.* Теория метаморфизации природных вод и генезис глубинных рассолов хлор-кальциевого типа. Труды Новочеркасск. политехн. ин-та, 1962, т. 128, с. 43—81.
176. *Посохов Е. В.* Формирование химического состава подземных вод (2-е доп. изд.). Л., Гидрометеоздат, 1969. 332 с.
177. *Посохов Е. В.* Происхождение содовых вод в природе. Л., Гидрометеоздат, 1969. 153 с.
178. *Посохов Е. В.* Сульфатные воды в природе. Л., Гидрометеоздат, 1972. 166 с.
179. *Природные* изотопы гидросферы. Под ред. В. И. Ферронского. М., «Недра», 1975. 287 с.

180. Проблема глубинного происхождения термальных подземных вод в свете современной информации о глубинной гидросфере. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1972, № 8, с. 113—123. Авт.: А. И. Гарманов, Б. Ф. Маврицкий, К. Е. Питьева и др.

181. Равдоникас О. В., Гальцев-Безюк С. Д., Андрущенко Ю. Н. К генезису углекислых гидрокربонатных натриевых вод о. Сахалина. Л., «Недра», 1973, с. 56—69. (Изв. Сахалин. отд. Геогр. о-ва СССР, вып. 4).

182. Региональная геотермия и распространение термальных вод в СССР. М., «Наука», 1967. 316 с.

183. Розин Б. Я. Геохимия брома и йода. М., «Недра», 1970, 142 с.

184. Розин А. А. Бальнеологические и термальные воды южной и юго-восточной частей Западно-Сибирского артезианского бассейна. — В кн.: Формирование и геохимия подземных вод Сибири и Дальнего Востока. М., «Наука», 1967, с. 138—145.

185. Савченко В. П. К вопросу о геохимии гелия. — «Природные газы», 1935, № 9, с. 13—20.

186. Савченко В. П., Козлов А. Л., Черский Н. В. Новые методы промышленной разведки и оценка запасов газовых месторождений. М., 1959. 54 с.

187. Самарина В. С. Гидрохимическое опробование подземных вод. Л., Изд-во Лен. ун-та, 1958. 257 с.

188. Сардаров Э. И. Подземные воды Центрального вулканического нагорья Армянской ССР. Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1975. 196 с.

189. Сагаров Д. Импульверизация солей в Волго-Ахтубинском районе. — «Почвоведение», 1948, № 9, с. 20—27.

190. Святловский А. Е. Геотермальный проект — вулканический очаг. М., «Знание», 1973. 62 с.

191. Селадьина В. В. Гидрогеологические условия и гидроминеральные ресурсы курорта Старая Русса. — Автореф. канд. дис. Л., 1975. 22 с.

192. Селецкий Ю. В. Изотопный состав водных молекул как объект исследования при изучении генезиса подземных вод разных химических типов. — Матер. науч. семинара по проблеме формирования хлоридных кальциево-натриевых подзем. вод (докл. и тезисы). М., 1968, с. 164—165. (Всесоюз. науч.-исслед. ин-т гидрогеол. и инженер. геол.).

193. Сергеев М. В. Минеральные воды, закрепление их выхода на поверхности (каптаж), минеральные грязи. М., Госмедиздат, 1931. 272 с.

194. Сидоренко А. В. Геология в 2000 году. — «Наука и техника», 1971, № 2, с. 3—15.

195. Силин-Бекчурин А. И. Формирование подземных вод северо-востока Русской платформы и западного склона Урала. — «Труды Лаб. гидрогеол. проблем АН СССР», 1949, т. IV, с. 1—159.

196. Склярчук Д. И., Шапиро С. А. Лечебные воды типа «нафтуса» в западных областях Украины и исследование их органических компонентов. — «Гидрохим. материалы», 1957, т. 27, с. 61—65.

197. Славянов Н. Н. Термы и газы Тянь-Шаня. — В кн.: Термы и газы Тянь-Шаня. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1938, с. 6—19.

198. Смирнов А. А. О природе углекислоты в углекислых подземных водах. — «Сов. геология», 1955, сб. 44, с. 48—57.

199. Соколов В. А. Газовая съемка. М., Объед. науч.-техн. изд-во, 1936. 157 с.

200. Соколов В. А. Геохимия газов земной коры и атмосферы. М., «Недра», 1966. 301 с.

201. Справочное руководство гидрогеолога. 2-е изд. Под ред. В. М. Максимова. М., «Недра», 1967. 586 с.

202. Страхов Н. М. Развитие литогенетических идей в России и СССР. М., «Наука», 1971. 523 с.

203. Страхов Н. М., Разживина А. Н., Житова Е. С. Осадкообразование в озерах засушливой зоны СССР. Содовые озера Кулундинской степи. — В кн.: Образование осадков в современных водоемах. М., Изд-во АН СССР, 1954, с. 110—150.

204. *Сыроватко М. В.* Освоение и разработка месторождений промышленных вод СССР. — «Труды Всесоюз. заоч. политехн. ин-та», вып. 63, сер. Гидрогеология и инженер. геология, 1969, с. 3—11.

205. *Таубе П. Р., Руденко Е. И.* Радон. — «Химия и жизнь», 1967, № 7, с. 19—24.

206. *Тепловой режим недр СССР.* М., «Наука», 1970. 224 с. Авт.: Ф. А. Макаренко, Б. Г. Поляк, Я. Б. Смирнов и др.

207. *Термальные воды СССР и вопросы их теплоэнергетического использования.* Под ред. Ф. А. Макаренко. М., Изд-во АН СССР, 1963. 202 с.

208. *Гитова Е. А.* Нижнеивкинские минеральные источники и их современное состояние. — «Труды Лабор. гидрогеол. проблем АН СССР», 1955, т. 12, с. 138—158.

209. *Ткачук В. Г., Толстихин Н. И.* Типизация лечебных минеральных вод Сибири. — В кн.: Минеральные воды Восточной Сибири. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 3—18.

210. *Токарев А. Н., Щербаков А. В.* Радиогидрогеология. М., Госгеолтехиздат, 1956. 263 с.

211. *Толстихин И. Н.* Изотопы гелия в природе. Автореф. докт. дис. Л., 1975. 53 с.

212. *Толстихин И. И.* Гидрогеологическая структура Земли — основа размещения минеральных вод. — В кн.: Закономерности формирования и распространения минер. вод СССР. М., «Наука», 1975, с. 5—11.

213. *Толстихин О. Н.* Углекислые минеральные воды Камчатки. — «Сов. геология», 1968, № 10, с. 75—87.

214. *Толстихин О. Н.* Некоторые вопросы формирования ювенильных вод складчатых областей. — В кн.: Матер. по геологии и полезн. ископ. Якутской АССР, 1962, вып. 10, с. 3—16.

215. *Торозова Л. И.* К вопросу о генезисе радиоактивности цхалтубских минеральных вод. — «Труды Ин-та геофизики АН СССР», 1958, т. 17, с. 393—403.

216. *Труды научно-технического совещания по гидрогеологии и инженерной геологии.* Вып. 2. Минеральные, термальные и промышленные воды. М., «Недра», 1968. 232 с.

217. *Тюменское месторождение промышленных термальных вод.* — В кн.: Подземн. воды Сибири и Дальнего Востока. М., «Наука», 1971, с. 125—128. Авт.: Н. В. Мизинов, Л. М. Кравченко, В. Л. Недочетов, Н. П. Дедюк.

218. *Уайт Д. Е.* Термальные воды вулканического происхождения. — В кн.: Геохимия соврем. поствулкан. процессов. М., «Мир», 1965, с. 78—101.

219. *Уклонский А. С., Глушченко В. М., Крайнова Л. П.* Изотопный состав вод Узбекистана. Ташкент, «Наука», 1965. 82 с.

220. *Учительева Л. Г.* Минеральные воды Западно-Сибирского артезианского бассейна. М., «Недра», 1974. 168 с.

221. *Фомичев М. М.* Чокракские сероводородные источники. — «Труды Лабор. гидрогеол. проблем АН СССР», 1948, т. 1, с. 221—232.

222. *Фомичев М. М.* Минеральные воды Катырша-Сарай в Крыму. — «Труды Лабор. гидрогеол. проблем АН СССР», 1948, т. 3, с. 3—15.

223. *Фролов Н. М.* Температурный режим гелиотермозоны. М., «Недра», 1966. 156 с.

224. *Фролов Н. М.* Гидрогеотермия. М., «Недра», 1968. 314 с.

225. *Фролов Н. М.* Температура Земли. М., «Недра», 1971. 118 с.

226. *Фролов Н. М., Язвин Л. С.* Вопросы поисков и разведки термальных вод. — «Сов. геология», 1965, № 5, с. 90—100.

227. *Фролов Н. М., Язвин Л. С.* Поиски, разведка и оценка эксплуатационных запасов термальных вод. М., 1969. 176 с. (Всесоюз. науч.-исслед. ин-т гидрогеол. и инженер. геол.).

228. *Хитаров Н. И.* Химическая природа растворов, возникающих в результате взаимодействия воды с горными породами при повышенных температурах и давлении. — «Геохимия», 1957, № 6, с. 640—651.

229. *Хитаров Н. И.* Вопросы формирования гидротермальных растворов. — «Труды Лабор. вулканологии АН СССР», 1961, вып. 19, с. 34—44.

230. *Ходьков А. Е.* О формировании подземных вод седиментационного происхождения и о геохимической роли их миграции. — «Труды Всесоюз. науч.-исслед. ин-та геолургии», 1959, вып. 35, с. 452—470.
231. *Церцвадзе Н. В.* Гидрогеология бассейна реки Гуджаретисцхали. — Автореф. канд. дис. Тбилиси, 1960. 22 с.
232. *Череменикий Г. А.* Геотермия. Л., «Недра», 1972. 271 с.
233. *Чирков А. М.* О содержании Rn^{222} в гидротермах Камчатки. — «Докл. АН СССР», 1971, т. 199, № 1, с. 202—203.
234. *Чирков А. М.* Радон в термальном источнике как индикатор состояния Карымского вулкана. — «Бюл. вулкан. ст. Ин-та вулканологии Дальневост. науч. центр. АН СССР», 1973, № 49, с. 99—102.
235. *Чихелидзе С. С.* Минеральные воды. — В кн.: Природные ресурсы ГССР, т. III. М., Изд-во АН СССР, 1961. 433 с.
236. *Чуришина Н. М.* Душанбинский артезианский бассейн и его минеральные и термальные воды. Душанбе, «Дониш», 1972. 208 с.
237. *Швец В. М., Кирюхин В. К.* Органические вещества в минеральных водах. — «Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геологии», т. XLIX (6), 1974, с. 83—96.
238. *Шишкина О. В., Павлова Г. А., Быхова В. С.* Геохимия галогенов в морских и океанских осадках и иловых водах. М., «Наука», 1969. 117 с.
239. *Шпейзер Г. М., Борисенко И. М., Бочкарев П. Ф.* О формировании химического состава вод некоторых минеральных источников Восточного Саяна. — В кн.: Подзем. воды Сибири и Дальнего Востока. М., «Наука», 1971, с. 189—192.
240. *Шуколюков Ю. А., Левский Л. К.* Геохимия и космохимия изотопов благородных газов. М., Атомиздат, 1972. 420 с.
241. *Щербakov А. В.* Геохимия термальных вод. М., «Наука», 1968. 234 с.
242. *Щербakov А. В., Козлова Н. А., Смирнова Г. Н.* Газы термальных вод. М., «Наука», 1974. 219 с.
243. *Щерев К. Д.* Система экзогенных минеральных вод. — Автореф. докт. дис. София, 1975. 62 с.
244. *Щукарев С. А.* Физика и химия лечебных грязей. — В кн.: Основы курортологии, т. I. М., 1932, с. 3—60.
245. *Щукарев С. А., Толмачев Т. А.* Коллоидно-химическая теория солевых озер. — Журнал Рус. физ.-хим. о-ва, ч. хим., 1930, т. LXII, вып. 4, с. 777—816.
246. *Яновский П. Л.* Минеральные воды СССР (разливаемые в бутылки). М., «Пищевая промышленность», 1968. 160 с.