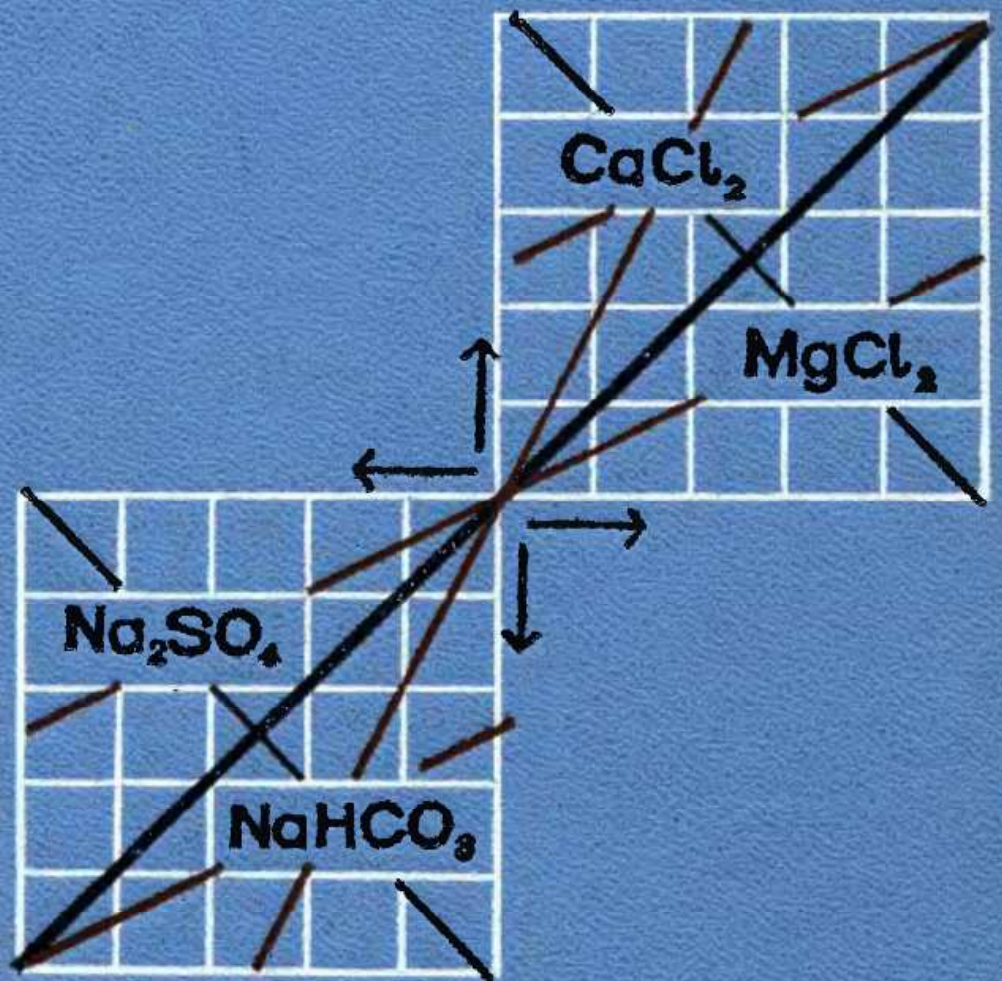


ГИДРОГЕОЛОГИЯ НЕФТЯНЫХ И ГАЗОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

А.А.КАРЦЕВ

МЕСТОРОЖДЕНИЙ



А. А. КАРЦЕВ

1972 К

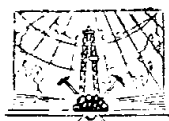
11677

ГИДРОГЕОЛОГИЯ НЕФТЯНЫХ И ГАЗОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

172156

(ИЗДАНИЕ ВТОРОЕ,
ПЕРЕРАБОТАННОЕ И ДОПОЛНЕННОЕ)

*Допущено Министерством высшего
и среднего специального образования СССР
в качестве учебника для студентов вузов,
обучающихся по специальности «Геология и
разведка нефтяных и газовых месторождений»*



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»
МОСКВА, 1972

А. А. Карцев. Гидрогеология нефтяных и газовых месторождений (изд. 2-е, перераб. и доп.). М., «Недра», 1972. 280 с.

В книге систематически изложены вопросы общей и нефтегазовой гидрогеологии по программе курса «Гидрогеология и воды нефтяных и газовых месторождений». Первые девять глав книги содержат материалы по общей гидрогеологии и некоторым прикладным разделам гидрогеологии, а также по палеогидрогеологии. В последующих главах изложены основы гидрогеологии нефтяных и газовых месторождений. В конце книги дается краткая гидрогеологическая характеристика некоторых типичных нефтегазовых бассейнов СССР.

Книга предназначена в качестве учебника по гидрогеологии для геологических специальностей нефтяных и нефтегазовых институтов и факультетов. Она может быть использована также геологами и гидрогеологами научно-исследовательских и производственных организаций.

Таблиц 26, иллюстраций 94, список литературы—155 названий.

Р е ц е н з е н т ы:

1. Азербайджанский институт нефти и химии им. Азизбекова.

2. А. И. Силин-Бекчурин, доктор геолого-минералогических наук, профессор кафедры гидрогеологии МГУ им. Ломоносова.

2—9—6

130—72

551

Алексей Александрович Карцев

ГИДРОГЕОЛОГИЯ НЕФТЯНЫХ И ГАЗОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

(издание второе, переработанное и дополненное)

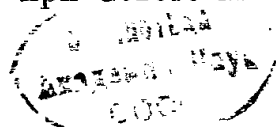
Редактор издательства Н. В. Чистякова

Техн. редактор Л. Г. Лаврентьева

Корректор Л. И. Окронгло

Сдано в набор 2/III 1972 г. Подписано в печать 25/V 1972. Т-04270.
 Формат 60 × 90^{1/16}. Печ. л. 17,5. Уч.-изд. л. 19,0. Бумага № 2. Индекс 1-1-1.
 Заказ 1562/3820-7. Тираж 5500 экз. Цена 90 коп.

Издательство «Недра». Москва, К-12, Третьяковский проезд, д. 1/19.
 Ленинградская типография № 6 Главполиграфпрома Комитета по печати
 при Совете Министров СССР. Московский пр., 91.



ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Предисловие ко второму изданию	6
Из предисловия к первому изданию	7
Введение	8
Г л а в а I. Строение подземной гидросферы	12
§ 1. Условия нахождения и виды вод в горных породах	12
§ 2. Условия залегания подземных вод	15
§ 3. Грунтовые воды	19
Г л а в а II. Основы гидрохимии	21
§ 1. Изотопный состав и структура молекул воды	21
§ 2. Растворенные ионы и соли	22
§ 3. Растворенные газы	24
§ 4. Химические и физические свойства природных вод (основные сведения по гидрофизике)	25
§ 5. Химический анализ вод	28
§ 6. Изображение химического состава вод	30
§ 7. Химические классификации вод	34
§ 8. Распространение в природе вод различного состава и подземная гидрохимическая зональность	39
Г л а в а III. Движение подземных вод и рассолов	43
§ 1. Важнейшие виды движения подземных вод и рассолов	43
§ 2. Элементы фильтрационного потока	44
§ 3. Особенности движения минеральных вод и рассолов	46
Приведенные давления	46
§ 4. Определение направления, скорости и расхода подземных потоков	51
§ 5. О концентрационной естественной конвекции и диффузии в подземных водах и рассолах	53
Г л а в а IV. Формирование подземных вод и рассолов	55
§ 1. Пути образования подземных вод	55
§ 2. Процессы формирования химического состава подземных вод и рассолов	57
§ 3. Седиментогенные воды	63
§ 4. Возрожденные воды	66
§ 5. Инфильтрогенные воды	68
§ 6. Эндогенные воды	71
§ 7. Гидрогеологический цикл	73
§ 8. Водообмен	76
§ 9. Общий ход формирования подземных вод и рассолов	80
§ 10. Происхождение подземных рассолов	82
Г л а в а V. Подземные водные бассейны и геогидродинамические системы	89
§ 1. Основные понятия	89
§ 2. Соотношения различных подземных водных бассейнов и геогидродинамических систем во времени и в пространстве	92

	Стр.
§ 3. Геологические условия и внутреннее строение инфильтрационных водонапорных систем	97
§ 4. Геологические условия и строение элизионных водонапорных систем	100
§ 5. Разгрузка природных водонапорных систем	103
§ 6. Геогидродинамическая зональность и условия водообмена	104
§ 7. Гидрогеологическое районирование	107
Глава VI. Основные сведения по гидрогеотермии	109
§ 1. Общие вопросы гидрогеотермии	109
§ 2. Термальные воды	114
Глава VII. Подземные рассолы и минеральные воды промышленного и лечебного использования	117
§ 1. Йод и бром в подземных водах и рассолах	117
§ 2. Подземные рассолы и воды — редкометальные руды	121
§ 3. Лечебные минеральные воды	123
§ 4. Радиоактивные воды	126
Глава VIII. Гидрогеологические изыскания (некоторые виды и методы)	128
§ 1. Гидрогеологические съемки	128
§ 2. Гидрогеологические карты	130
§ 3. Поисково-разведочное бурение на воды и рассолы; гидрогеологическое изучение разрезов скважин	134
§ 4. Опробование водоносных горизонтов	135
§ 5. Оценка запасов и ресурсов подземных вод и рассолов	138
§ 6. Проектирование подземных водозаборов и режимные наблюдения	140
Глава IX. Палеогидрогеология	142
§ 1. Определения возраста подземных вод	142
§ 2. Периодизация гидрогеологической истории	147
§ 3. Палеогидрогеохимия	149
§ 4. Палеогидродинамика	150
§ 5. Исходные материалы для палеогидрогеологических исследований и их использование	159
Глава X. Гидрогеологические условия формирования и разрушения нефтяных и газовых месторождений	164
§ 1. Растворенные углеводородные газы	165
§ 2. Растворенные органические вещества	168
§ 3. Некоторые гидрогеологические закономерности размещения скоплений нефти и газа внутри бассейнов (связь скоплений нефти и газа с гидрогеологическими аномалиями)	174
§ 4. Гидрогеологические условия формирования залежей газа	182
§ 5. Гидрогеологические условия нефтеобразования и нефтенакопления	184
§ 6. Гидрогеологические условия разрушения нефтяных и газовых залежей	188
Глава XI. Нефтегазопоисковая гидрогеология	196
§ 1. Классификация нефтегазопоисковых гидрогеологических показателей	196
§ 2. Давление насыщения (упругость) растворенных газов	197
§ 3. Показатели наличия нефти и газа	204
§ 4. Показатели условий формирования залежей нефти и газа	210
§ 5. Показатели условий сохранения (разрушения) нефти и газа	211
§ 6. Показатели наличия ловушек нефти и газа	215
§ 7. Виды нефтегазопоисковых гидрогеологических исследований и комплексное использование гидрогеологических показателей при оценке перспектив нефтегазоносности	219
§ 8. О возможности количественной оценки перспектив нефтегазоносности по гидрогеологическим показателям	222

	Стр.
Г л а в а XII. Нефтегазопромысловая гидрогеология	224
§ 1. Промысловая классификация вод	224
§ 2. Гидрогеологические наблюдения при разбуривании и разработке нефтяных и газовых месторождений; обработка их результатов	227
§ 3. Использование гидрогеологических данных для разведки нефтяных и газовых месторождений	231
§ 4. Значение гидрогеологических данных для проведения и интерпретации промыслово-геофизических исследований	234
§ 5. Гидрогеологические условия различных режимов нефтегазоводоносных пластов	235
§ 6. Использование гидрогеологических данных для проектирования разработки нефтяных и газовых месторождений . .	237
§ 7. Применение гидрогеологических данных и методов при проведении разработки нефтяных и газовых месторождений	243
Г л а в а XIII. Гидрогеологические основы подземного хранения газа и захоронения промышленных стоков	249
§ 1. Гидрогеологические основы подземного хранения газа	250
§ 2. Гидрогеологические основы захоронения промышленных стоков	251
Г л а в а XIV. Нефтегазоносные бассейны подземных вод	254
§ 1. Типы нефтегазоносных бассейнов подземных вод	254
§ 2. Нефтегазоносные бассейны I типа (палеозойские)	256
§ 3. Нефтегазоносные бассейны II типа (мезозойские)	264
§ 4. Нефтегазоводоносные бассейны III типа (кайнозойские)	267
Заключение	273
Список литературы	275

ПРЕДИСЛОВИЕ КО ВТОРОМУ ИЗДАНИЮ

Со времени составления первого издания данной книги прошло почти десять лет. За этот период появилась масса новой информации, во многом не только дополняющей, но и существенно меняющей наши знания в области гидрогеологии нефтяных и газовых месторождений. Все это по возможности автор попытался отразить в изменениях и дополнениях содержания книги. Кроме того, во избежание перегрузки быстро устаревающим описательным материалом из нового издания изъята описательная часть, вместо которой дана только характеристика главных черт типичных нефтегазоводоносных бассейнов (гл. XIV нового издания). Такое изъятие оправдывается также и выходом в свет в 1971 г. книги Г. М. Сухарева, где систематически описаны почти все нефтегазоводоносные бассейны СССР.

Автором были учтены также замечания рецензентов — действительного члена АН АзССР, проф. Ш. Ф. Мехтиева, проф. А. И. Сирина-Бекчурина, проф. Б. И. Султанова, доц. Б. С. Молдавского, доц. И. Р. Рейхмана, которым он выражает свою искреннюю благодарность.

Автор будет благодарен всем, кто укажет на имеющиеся в книге недочеты. Замечания просьба направлять в адрес издательства «Недра» (103663, Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19).

ИЗ ПРЕДИСЛОВИЯ К ПЕРВОМУ ИЗДАНИЮ

Книга написана в соответствии с программой курса «Гидрогеология и воды нефтяных месторождений» для геологов нефтяной и газовой специальности. В ее основу положены лекции, которые автор читает в Московском институте нефтехимической и газовой промышленности им. Губкина, начиная с 1953 г.

В первой части книги изложены основные сведения по общей гидрогеологии, преимущественно те, которые представляют интерес для нефтяников и газовиков; центральное место здесь занимает проблема формирования подземных вод. Далее излагаются специальные вопросы гидрогеологии, связанные с нефтью и газом; главное внимание при этом уделено гидрогеологическим условиям формирования и разрушения нефтегазовых месторождений.

В процессе работы над книгой автор получил ряд ценных замечаний и указаний от проф. М. А. Жданова, проф. Д. И. Дьяконова, проф. А. М. Овчинникова, проф. Н. А. Плотникова, проф. Г. М. Сухарева, проф. И. А. Чарного, проф. В. Н. Щелкачева, которые были учтены им. Всем названным товарищам автор выражает свою глубокую признательность.

ВВЕДЕНИЕ

Гидрогеология — наука о подземных водах, т. е. о водах литосферы. Она входит как в цикл геологических наук — наук о литосфере, так и в цикл гидрологических наук — наук о водах вообще.

Из числа наук геологического цикла гидрогеология теснее всего соприкасается с динамической геологией, геохимией, минералогией, учением о рудных месторождениях, геологией нефти и газа. Динамическая геология включает изучение геологической деятельности подземных вод, геохимия — изучение миграции химических элементов в водной среде литосферы; минералогия и учение о рудных месторождениях — изучение процессов минералообразования и рудообразования, происходящих при выпадении (осаждении) различных веществ из подземных водных растворов и т. п.

Из числа наук гидрологического цикла гидрогеология тесно связана с гидрохимией, занимающейся химическим составом вод и методами его изучения, с метеорологией, изучающей атмосферные воды, с гидрологией, изучающей текущие воды земной поверхности и т. д.

Теоретическая (о б щ а я) гидрогеология включает изучение условий залегания, движения и формирования подземных вод и составляет ядро гидрогеологии. Кроме того, имеется ряд п р и к л а д н ы х отраслей гидрогеологии, частично выделившихся в самостоятельные научные дисциплины. Практическое значение гидрогеологии чрезвычайно велико и разнообразно.

Подземные воды являются полезными ископаемыми; пресные подземные воды используются для водоснабжения населенных пунктов, промышленности и сельского хозяйства, минеральные и термальные воды — в лечебных целях, некоторые минеральные воды и рассолы — для добычи ряда ценных для промышленности веществ (йод, бром, радий, литий, стронций и др.). Поиски и разведка подземных вод осуществляются при помощи гидрогеологических изысканий, которые необходимы и в процессе эксплуатации подземных вод.

Таким образом, гидрогеология связана с практикой водоснабжения, курортного дела, добычей химического сырья и т. п.

Важную прикладную отрасль гидрогеологии составляет инженерная гидрогеология, занимающаяся изучением гидрогеологических условий при строительстве, в том числе гидротехническом. К ней

примыкают такие отрасли, как мелиоративная гидрогеология, а также шахтная (рудничная) гидрогеология. Первая обслуживает сельское хозяйство, вторая — горное дело.

В последнее время особенно интенсивно развиваются также такие прикладные отрасли гидрогеологии, как поисковая гидрогеология, связанная с поисками различных полезных ископаемых (металлы, соли), и энергетическая гидрогеология, изучающая возможности энергетического использования тепла земных недр при добыче термальных вод и подземных паров (парогидротерм).

Важную отрасль гидрогеологии представляет гидрогеология нефтяных и газовых месторождений. Изучение подземных вод нефтяных месторождений началось одновременно с геологическим изучением этих месторождений. Первыми исследователями этих вод были в Америке Т. Хант, в России — А. И. Потылицын, а затем К. В. Харичков, Д. В. Голубятников и другие.

Первоначально воды, встречаемые при разбуривании нефтяных месторождений (их называли ранее буровыми водами), рассматривали как воды совершенно особого типа. Изучение их было направлено в значительной мере по чисто химическому пути и не связано с развитием других разделов гидрогеологии. Это характерно, например, для работ Ч. Пальмера, Ш. Роджерса. Но в то же время проводились исследования генезиса вод нефтяных месторождений и формирования их химического состава (И. Н. Стрижов, Н. И. Андрусов, А. Лэйн и др.). Хотя представление о совершенно особом характере буровых вод долго способствовало обособленности их изучения от гидрогеологии в широком смысле, на базе этого изучения развивались методы интерпретации и систематизации химического состава вод, взятые затем на вооружение гидрогеологией в целом, а также была выдвинута и обоснована теория седиментационных (правильнее — седиментогенных) вод.

Долгое время основным содержанием гидрогеологии нефтяных и газовых месторождений было гидрохимическое их изучение, исследование ионно-солевого состава вод. Это нашло отражение в работах В. А. Сулина, который обобщил огромный гидрохимический материал, собранный на нефтепромыслах, и изучил геохимическое положение вод нефтяных месторождений в системе всех природных вод. В работах В. А. Сулина гидрогеология нефтяных месторождений оформилась в качестве особой научной дисциплины.

Преобладание в гидрогеологии нефтяных и газовых месторождений гидрохимического направления было вызвано отсутствием или недостатком данных по напорам, температурам и газовому составу подземных вод.

Одним из счастливых исключений была Терско-Сунженская (Грозненская) нефтеносная область, где гидрогеологические условия были особо благоприятными для изучения. Там еще в начале текущего столетия И. Н. Стрижов рассматривал воды нефтяных месторождений с точки зрения общего геологического строения и гидрогеологических условий района, а затем Н. Т. Линдтропу удалось

показать приуроченность местных нефтяных залежей к инфильтрационной (артезианской) водонапорной системе. Не случайно поэтому Терско-Дагестанская нефтеносная провинция была первой, по которой была издана региональная гидрогеологическая монография (Г. М. Сухарев, 1947).

Большой вклад в развитие гидрогеологии нефтяных и газовых месторождений внесли ученые Азербайджана (М. В. Абрамович, Ш. Ф. Мехтиев, Б. И. Султанов и др.).

Важное значение для перехода к рассмотрению вод нефтяных и газовых месторождений с общегидрогеологических позиций имели работы Е. К. Игнатовича.

В последнее время в Советском Союзе наблюдался интенсивный прогресс теоретической и прикладной гидрогеологии, сближение и взаимное обогащение различных ее отраслей, ранее развивавшихся в значительной мере обособленно. Гидрогеология нефтяных и газовых месторождений постепенно вливалась в общее русло развития гидрогеологии в качестве очень важной составной части. Наряду с этим изучение гидрогеологии нефтяных и газовых месторождений углублялось благодаря привлечению постепенно накапливающихся материалов по газовому составу, напорам, температурам вод, а также благодаря тому, что вместо отдельных обособленных участков — месторождений — начали рассматриваться содержащие эти месторождения бассейны подземных вод. Это углубление и обогащение содержания гидрогеологии нефтяных и газовых месторождений связано с именами М. А. Гатальского, А. М. Овчинникова, В. Н. Корценштейна, А. И. Силина-Бекчурина, Г. М. Сухарева и ряда других ученых.

В настоящее время необходимыми элементами гидрогеологии нефтяных и газовых месторождений являются гидрогеохимия (изучение ионно-солевого и газового состава вод), гидродинамика, гидрогеотермия нефтегазоносных отложений. Все большую роль начинает играть и палеогидрогеология, т. е. исторический подход к изучению гидрогеологических условий.

В последние годы наблюдалось весьма характерное явление, свидетельствующее о широком размахе гидрогеологических исследований нефтегазоносных районов: одна за другой появлялись региональные гидрогеологические монографии по отдельным нефтегазоносным областям СССР. Такие работы вышли по Волго-Уральской нефтегазоносной провинции (В. А. Кротова, 1956), Центральному Предкавказью (В. Н. Корценштейн, 1960), Восточному Предкавказью (И. Г. Киссин, 1964), Западной Сибири (В. Б. Торгованова и др., 1960; Б. Ф. Маврицкий, 1962), Прикаспию (В. П. Якуцени, 1961), Западному Узбекистану и Восточной Туркмении (В. Н. Корценштейн, 1964; Я. А. Ходжакулиев, 1966), Западной Туркмении (В. В. Колодий, 1969).

В США гидрогеология нефтяных и газовых месторождений не выделялась в самостоятельную отрасль, а развивалась лишь как раздел геологии нефтяных и газовых месторождений. Это отчасти связано

с тем, что в США гидрогеологии вообще как таковой не существует: изучение подземных вод проводится в основном не с геологических, а с гидрологических позиций.

Как указывалось, современная гидрогеология нефтяных и газовых месторождений не только (и не столько) занимается водами отдельных месторождений, но и изучает гидрогеологические условия целых нефтегазоносных бассейнов. Последние же развиты на огромных пространствах: например, Западно-Сибирский нефтегазоносный бассейн представляет в то же время самый большой в мире бассейн подземных вод. Таким образом, гидрогеология нефтяных и газовых месторождений имеет дело с самыми крупными скоплениями подземных вод.

Далее, очень важно, что вообще сведения о глубоко залегающих подземных водах — лечебного, промышленного, энергетического и других значений — все чаще и во все большем объеме получают при бурении скважин на нефть и газ, и исследуются как воды нефтяных и газовых месторождений.

Из сказанного видно, насколько важное место гидрогеология нефтяных и газовых месторождений занимает в настоящее время в гидрогеологии вообще. В сущности гидрогеология нефтяных и газовых месторождений охватывает вообще гидрогеологию глубоких горизонтов осадочной оболочки. Именно в таком плане она и трактуется в настоящей книге.

Глава I

СТРОЕНИЕ ПОДЗЕМНОЙ ГИДРОСФЕРЫ

Подземные воды, находящиеся в горных породах, крупных подземных пустотах и магматических очагах, образуют подземную гидросферу. Все подземные воды связаны между собой (равно как и с другими природными водами), хотя связь эта осуществляется только в разрезе геологического времени.

В отличие от наземной гидросферы подземная гидросфера весьма неоднородна, а строение ее весьма сложно.

В этой главе подземная гидросфера рассматривается в статике. Для гидрогеологии вообще и для гидрогеологии нефтяных и газовых месторождений в особенности интересны воды, находящиеся в горных породах.

§ 1. Условия нахождения и виды вод в горных породах

Подземные воды находятся в горных породах в разных формах, в связи с чем выделяются воды различных видов. Виды вод в породах изучались преимущественно почвоведом и грунтоведом (А. Ф. Лебедев, С. И. Долгов, А. М. Васильев, А. А. Роде, Е. М. Сергеев и др.), так как формы нахождения вод в породах имеют большое значение для физиологии растений и механики грунтов. Однако виды вод в породах важны и для гидрогеологии нефтяных и газовых месторождений.

Согласно новейшим схемам в породах имеются воды следующих видов: свободная гравитационная (жидкая), свободная капиллярная (жидкая), сорбционно-замкнутая, стыковая (пендулярная), рыхло связанная (лиосорбированная), прочно связанная (адсорбированная), парообразная, твердая (лед), цеолитная, кристаллизационная и конституционная вода минералов (рис. 1).

С в о б о д н а я г р а в и т а ц и о н н а я в о д а находится в капельно-жидком состоянии в проницаемых породах (коллекторах) в сверхкапиллярных порах, передает гидростатическое давление, передвигается под действием гравитационной силы.

К а п и л л я р н а я в о д а (тоже свободная) находится в капиллярных порах и при их сплошном заполнении может передавать

гидростатическое давление; при частичном заполнении пор она подчиняется лишь менисковым силам.

С о р б ц и о н н о - з а м к н у т а я вода представляет собой капельно-жидкую воду, изолированную от основной массы воды, насыщающей породу, слоями связанной или стыковой воды (см. ниже).

По физическим свойствам капиллярная и сорбционно-замкнутая воды существенно не отличаются от свободной гравитационной.

Связанные воды удерживаются на поверхности минеральных частиц породы силами молекулярного сцепления, образуя слой, толщина которого может достигать нескольких сот диаметров молекулы воды. Внешняя, большая, часть этого слоя представлена рыхло связанной (лиосорбированной) водой. Эта вода уже отличается рядом свойств от капельно-жидкой воды — так, растворяющая способность ее меньше и т. п.

Связанные воды целиком заполняют субкапиллярные поры и находятся также у стенок поровых каналов большего диаметра. Связанные воды находятся как в водопроницаемых, так и в водоупорных породах (глинах, плотных известняках и т. п.), в частности и в таких, где свободные воды отсутствуют.

В местах сближения минеральных частиц породы слой связанных вод утолщается — там находится стыковая вода.

А д с о р б и р о в а н н а я (прочно связанная) вода образует на поверхности минеральных частиц слой толщиной в несколько молекул. Она удерживается очень большим (до $10\,000\text{ кгс/см}^2$) давлением и по своим свойствам близка к твердому телу. Температура плавления адсорбированной воды около 78°C .

Согласно новейшей схеме, разработанной Р. И. Злочевской и Е. М. Сергеевым (1969), все физически связанные воды в породах разделяются на три категории: 1) прочно связанная вода — мономолекулярный слой, связанный координационными и электростатическими силами с атомами и катионами, входящими в кристаллическую решетку минералов; 2) слабо связанная вода — полимолекулярный слой, связанный водородными и межмолекулярными связями

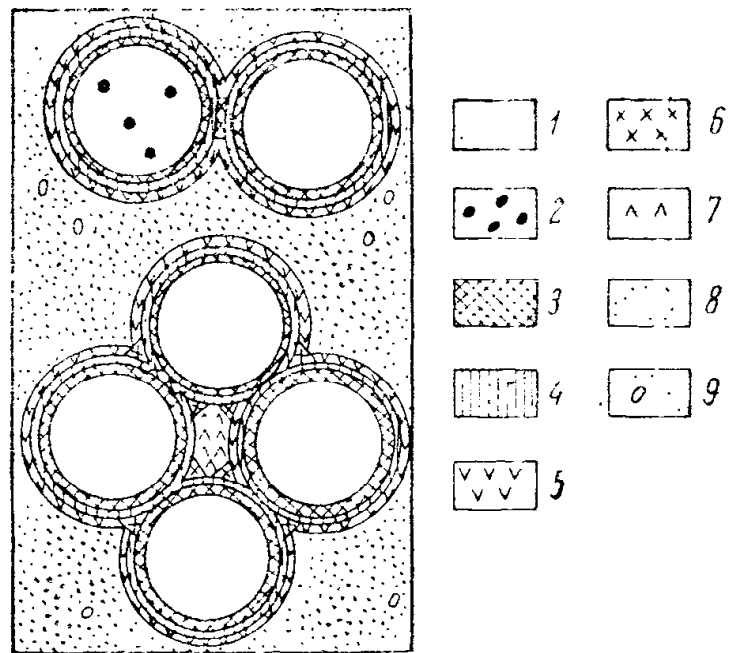


Рис. 1. Воды в породах.

1 — минеральные частицы пород; 2 — минералы с включениями воды; 3 — адсорбированная вода; 4 — лиосорбированная вода; 5 — капиллярная вода; 6 — стыковая (пендулярная) вода; 7 — сорбционно-замкнутая вода; 8 — свободная гравитационная вода; 9 — парообразование в свободной воде.

с гидроксильными группами поверхности минералов и молекулами прочно связанной воды; 3) рыхло связанная вода — вода микрокапилляров, удерживаемая менисковыми и осмотическими силами.

В отличие от рассмотренных форм физически связанных вод химически связанные воды входят в состав минералов. По степени прочности связи с веществом минералов различают цеолитную, кристаллизационную и конституционную воды. Особое положение занимает вода, находящаяся в минералах в виде включений в совершенно замкнутых полостях. Эта вода бывает капельно-жидкой и по своим свойствам близкой к свободным водам.

Ц е о л и т н а я вода содержится в минералах в непостоянных количествах (например, в цеолитах, опале $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$). К цеолитным водам по этому признаку следует относить очень важную группу связанных вод — воды, находящиеся в межпакетных (межслоевых) промежутках глинистых минералов (монтмориллонита, иллита, и т. п.). Эта вода, которую можно назвать м е ж п а к е т н о й, в некоторых глинистых минералах содержится в очень значительных количествах: в монтмориллоните — до 24% (от массы минерала), в леверрьерите — до 17% и т. п. Учитывая породообразующую функцию названных минералов, можно представить себе количества межпакетных цеолитных вод в таких важнейших осадочных породах, как глины, и их существенную роль в гидрогеологических процессах.

К р и с т а л л и з а ц и о н н а я вода (например, в гипсе $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) входит в состав кристаллической решетки минерала в постоянном количестве, но при ее удалении из минерала не происходит полного разрушения его. В отличие от этого к о н с т и т у ц и о н н а я вода (например, в слюдах) выделяется лишь при полном разложении минералов. Конституционную воду минералов можно и не включать в число видов подземных вод (а ее массу — в состав подземной гидросферы).

Для выделения связанных вод различных видов из пород и минералов требуются повышенные давления и температуры, которые должны быть тем больше, чем прочнее связь воды с твердым веществом.

Особое место занимают подземные воды, находящиеся в виде льда и пара. Распространение п о д з е м н ы х л ь д о в в областях многолетней и многовековой мерзлоты и п о д з е м н ы х п а р о в в областях вулканизма весьма велико и имеет большое практическое значение. На больших глубинах находятся также жидкие перегретые воды.

Таким образом, вода в различных формах заполняет поры и пустоты горных пород, обволакивает отдельные минеральные частицы и пронизывает твердое минеральное вещество. Вода находится как в водопроницаемых коллекторах (песках, песчаниках, пористых и трещиноватых известняках и доломитах, трещиноватых магматических и метаморфических породах), так и в породах практически водонепроницаемых — водоупорах. Количество воды в водоупорных глинах по некоторым данным может превышать 40% по массе. В ос-

новном это связанные воды различных видов, выделяемые из породы путем отжима.

Гидрогеология занималась до сих пор исследованием главным образом свободных вод, которые в настоящее время изучены гораздо лучше, чем связанные. Однако в породах между водами различных видов имеются взаимопереходы. Свободные воды связываются минеральными частицами пород, а связанные воды переходят в свободное состояние. Поэтому изучение связанных вод совершенно необходимо для раскрытия гидрогеологических явлений и процессов. В равной мере это нужно и для познания процессов миграции нефти и газа и образования их залежей. Изучение связанных вод требуется и для решения таких прикладных задач, как подсчет запасов нефти и газа, проектирование разработки их залежей и др.

Взаимоотношения между различными формами воды и минеральной частью пород схематически показаны на рис. 1 (естественно, что воды, входящие в состав минералов, на этой схеме отражения не получают).

§ 2. Условия залегания подземных вод

По условиям залегания подземных вод верхнюю, изученную часть литосферы принято разделять на зону аэрации и зону насыщения.

В зоне аэрации, соприкасающейся с атмосферой, часть пор и пустот в породах заполнена воздухом, часть — водой, причем вода частично находится в виде пара. Мощность зоны аэрации колеблется от нуля до нескольких сот метров. Зона аэрации обычно отсутствует там, где грунтовые воды достигают дневной поверхности, т. е. где расположены болота, а также там, где поверхность земли сложена водоупорами. Максимальной мощности зона аэрации достигает в горах, сложенных массивными проницаемыми породами.

В зоне насыщения пустоты и поры пород почти сплошь заполнены водой. Исключение составляют лишь сравнительно небольшие объемы, занятые залежами нефти и газа.

Однако в водоупорных породах (глинах) водонасыщение неравномерно — в них встречаются участки, недонасыщенные водой.

Нижняя граница зоны насыщения обычно совпадает с поверхностью ненарушенных массивных пород кристаллического фундамента, практически лишенных водопроницаемости; верхняя, иногда довольно значительная, часть фундамента часто обладает заметной проницаемостью главным образом вследствие трещиноватости.

Если мощность осадочной толщи очень велика (10 км и более), нижняя граница зоны насыщения пород капельно-жидкими водами может определяться температурными (геотермическими) условиями. Критическая температура воды равна 364°C , но при больших давлениях она повышается. При геотермической ступени 30 м, нередкой в нефтегазоносных районах, на глубине 10 км температура должна быть близкой к критической. На достигнутых бурением глубинах (около 7 км) в песчаных породах наблюдается перегретая жидкая вода.

При очень большой мощности осадочной толщи пористость нижних песчаных пластов должна быть очень низкой, и в некоторых случаях эти пласты могут быть практически водоупорными.

В магматических очагах и вблизи них вода может находиться в перегретом состоянии, в виде пара, надкритического газа, наконец, в диссоциированном состоянии. В вулканических районах, где геотермическая ступень аномально мала, мощность зоны насыщения пород жидкими водами может сокращаться до минимума.

По условиям залегания (рис. 2) свободные подземные воды разделяются на верховодки (в зоне аэрации), грунтовые воды (на границе зон аэрации и насыщения) и напорные воды (в зоне насыщения).

В е р х о в о д к и — жидкие воды в зоне аэрации. Они залегают обычно в виде небольших линз, располагаясь поверх водоупоров,

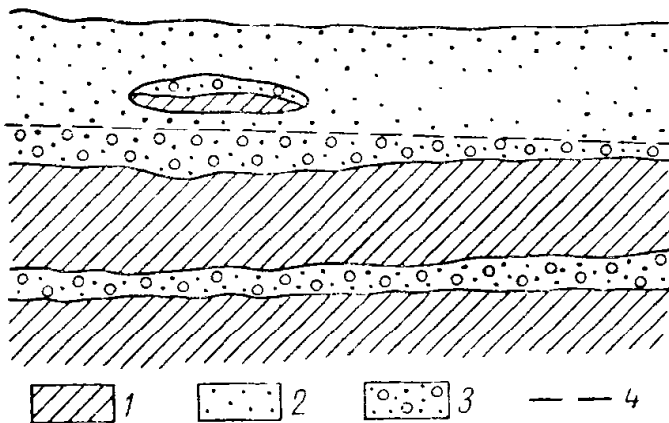


Рис. 2. Схема залегания подземных вод.

1 — водоупор; 2 — коллектор; 3 — водоносный горизонт; 4 — уровень грунтовых вод.

имеющих узкоместное развитие, среди рыхлых напосов. Верховодки преимущественно носят сезонный характер.

Г р у н т о в ы е воды представляют собой воды первого от дневной поверхности сплошного (т. е. имеющего значительную площадь развития) водоносного горизонта, у которого нет водоупорной кровли. Горизонт грунтовых вод снизу ограничен водоупорным ложем, которое и обуславливает его существование. Сверху горизонт грунтовых вод ограничен свободной поверхностью, зеркалом грунтовых вод. Зеркало грунтовых вод считается границей между зонами аэрации и насыщения. След сечения зеркала вертикальной плоскостью называется уровнем грунтовых вод.

Н а п о р н ы е воды в отличие от грунтовых ограничены водоупорами снизу и сверху и поэтому характеризуются гидростатическим напором ¹. Переходный характер имеют **б е з н а п о р н ы е** **м е ж п л а с т о в ы е** воды и воды, у которых напор имеет локальное развитие. В некоторых пластах по простирацию грунтовые воды, перекрываясь водоупорной кровлей, переходят в безнапорные межпластовые воды или, приобретая напор, в напорные воды.

Схема условий нахождения грунтовых, безнапорных межпластовых и напорных вод представлена на графике (рис. 3).

По характеру вмещающих пустот подземные воды делятся на поровые, трещинные, жильные, карстовые.

¹ Строго говоря, грунтовые воды тоже обладают напором, но ограничивающая их сверху поверхность не является напорной.

Поровые воды приурочены преимущественно к обломочным, зернистым коллекторам, где пористость обусловлена расположением минеральных зерен (песчано-алевролитовые породы) — пористость первичного происхождения, т. е. образовалась вместе с породой. Зернистые коллекторы обычно имеют пластовую форму залегания, т. е. мощность их невелика по отношению к площади развития. Вследствие этого поровые воды именуется часто также пластовыми.

Среди форм скоплений поровых (пластовых) вод выделяются: водоносный пласт, водоносный горизонт, водоносный комплекс. К сожалению, разные авторы вкладывают в эти понятия несколько различное содержание (И. К. Зайцев, М. В. Седенко и др.).

Трещинные воды находятся главным образом в карбонатных, магматических и метаморфических породах. Эти коллекторы часто характеризуются массивной формой залегания, т. е. мощность их значительна даже при сравнении с площадью развития. Пористость в обычном смысле часто совсем отсутствует, а проницаемость обусловлена трещиноватостью, причем трещины могут иметь самые разнообразные размеры. Эти трещины, первоначально тектонического или литогенетического происхождения, в дальнейшем могут расширяться вследствие растворяющего действия циркулирующих в них вод.

Для трещинных вод основными формами скоплений служат водоносные трещинные зоны, среди которых различаются зоны региональной и локальной трещиноватости; первые возникают в основном вследствие процессов выветривания, вторые имеют тектоническое происхождение.

При наличии в породе одновременно сообщающихся пор (первичного или вторичного происхождения) и трещин наблюдаются воды переходного типа — порово-трещинные или трещинно-поровые. Они характерны для трещиноватых, сильно цементированных песчаников, для доломитов и некоторых других пород.

Породы, содержащие трещинные воды, отличаются большей водообильностью по сравнению с обычными пористыми коллекторами. Дебит источников, вытекающих из трещиноватых карбонатных толщ, составляет нередко десятки кубометров в секунду, тогда как для песчаных пластов такие величины неизвестны.

При очень больших размерах водовмещающих трещин и в случае когда трещины секут различные в отношении водоносности горизонты,

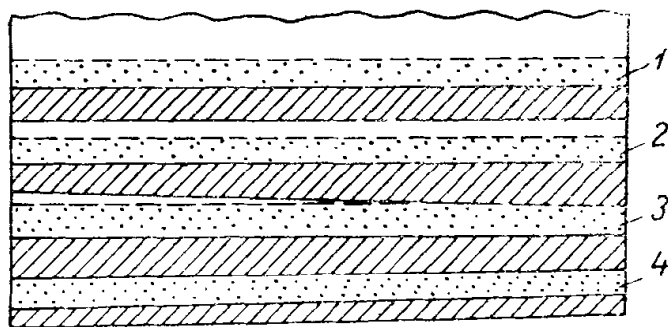


Рис. 3. Схема соотношений грунтовых, безнапорных межпластовых и напорных вод.

1 — грунтовые воды; 2 — безнапорные межпластовые воды; 3 — полупнапорные воды; 4 — напорные воды.

встречаются ж и л ь н ы е воды. Резкого различия между водами трещинного и жильного типа нет. Жильные воды развиты главным образом в зонах крупных тектонических разрывов и дают наибольшие дебиты.

Обычно особо выделяют к а р с т о в ы е воды, залегающие и движущиеся в системах крупных пустот, образованных растворяющим действием вод в таких породах, как известняки, гипсы и т. п. В областях современного карста наблюдается пестрое чередование грунтовых, безнапорных межпластовых и напорных вод. В зонах древнего погребенного карста воды чаще относятся к напорным.

Изучение древнего карста имеет немаловажное значение для гидрогеологии нефтяных и газовых месторождений. Во-первых, проходка скважинами древних карстовых пустот вызывает осложнения бурового процесса — провалы инструмента и потери циркуляции раствора, нередко весьма большие. Во-вторых, древние карстовые полости иногда служат прекрасными местами скопления нефти. Наконец, в-третьих, эти же полости могут служить и для сброса в них отработанных промысловых вод при применении искусственной закачки вод в нефтяные залежи (расположенные в том же разрезе, выше или ниже, или на соседних площадях).

Своеобразны условия залегания подземных вод в зонах развития многолетней и многовековой (вечной) мерзлоты. Там выделяют: 1) надмерзлотные воды, залегающие выше мерзлой толщи и соответствующие грунтовым водам (водоупорным ложем служит толща мерзлых пород, в которых нет жидкой воды); 2) межмерзлотные воды, развитые спорадически внутри мерзлой толщи; 3) подмерзлотные воды, как правило, напорные.

Вечная мерзлота очень широко распространена; в Советском Союзе она занимает около половины территории. Важное значение имеет вечная мерзлота для гидрогеологии нефтяных и газовых месторождений: многие месторождения газа и нефти, в том числе крупнейшие, расположены на территории распространения вечной мерзлоты (крайний северо-восток Европейской части СССР, север Западной Сибири, Якутия и др.). Выявленные до сих пор залежи нефти и газа в этих областях контактируют с подмерзлотными водами. Однако известно существование залежей и в пределах самой мерзлой толщи, которая в некоторых местах достигает мощности 800 м и более (в бассейне р. Вилюй, например). Кроме того, скважины, бурящиеся на газовые и нефтяные горизонты, расположенные под мерзлой толщей, должны проходить через последнюю, что должно сказываться на особенностях гидрогеологических наблюдений при бурении и эксплуатации. Все эти вопросы еще слабо разработаны.

Среди подмерзлотных вод выделяются переохлажденные рассолы, или к р и о п э г и (Н. И. Толстухин, О. Н. Толстухин). Они находятся в жидком состоянии при отрицательных температурах вследствие высокого содержания в них солей. Мощность переохлажденной зоны, занимаемой такими рассолами, может быть очень велика (много сотен метров) и может значительно превышать мощность собственно

мерзлой зоны. Возможность контакта крионэгов с залежками нефти и газа ставит новые исследовательские задачи перед гидрогеологией нефтяных и газовых месторождений. Промерзание подземных вод оказывает разнообразное влияние на гидрогеологические условия. Часть воды мигрирует из водоносных пород в глинистые водоупоры. Возникает криогенный водоупор из мерзлых пород различной мощности. В процессе промерзания происходит увеличение гидростатического напора (создается криогенный напор). Возникают особые формы нахождения подземных вод — водоносные *талики*, пронизывающие мерзлую зону в виде труб и каналов (сходны с жильными водами). Наконец, развивается и твердая фаза подземных вод — скопления подземных льдов.

Новейшая сводка по вопросам гидрогеологии мерзлой зоны литосферы — криогидрогеологии — представлена в работе Н. А. Вельминой (1970).

§ 3. Грунтовые воды

Грунтовые воды, практически чрезвычайно важные для водоснабжения, ирригации, мелиорации и строительства, в гидрогеологии нефтяных и газовых месторождений, имеют сравнительно небольшое значение. Поэтому здесь они рассматриваются лишь в самых общих чертах.

Грунтовые воды чаще всего залегают в рыхлых породах четвертичного возраста, иногда в коре выветривания коренных пород. По характеру вмещающих образований различают грунтовые воды аллювия, ледниковых отложений, конусов выноса горных потоков, коры выветривания магматических и метаморфических пород и т. п.

Грунтовые воды весьма тесно связаны с атмосферными и поверхностными (речными, озерными, болотными и т. п.) водами и вообще находятся под большим влиянием поверхностных физико-географических факторов. В связи с этим следует указать на горизонтальную зональность грунтовых вод, напоминающую почвенно-климатическую зональность. По О. К. Ланге выделяются три главные климатические зоны грунтовых вод, в каждой из которых преобладает одно из трех физических состояний воды: зона льда (вековая мерзлота, твердое состояние), зона стока (жидкое состояние), зона испарения (парообразное состояние). По Г. К. Каменскому вместо зон стока и испарения выделяются зоны выщелачивания и засоления (т. е. за основу берется характер химического взаимодействия с вмещающими породами).

Кроме того, О. К. Ланге выделяет внутри этих главных зон ряд более мелких: зоны тундровых вод и высоких вод Севера, овражную зону и т. п. (рис. 4). Зональность сказывается на глубине зеркала грунтовых вод: она увеличивается в более теплых и сухих зонах. Например, в Европейской части СССР эта глубина растет к югу и юго-востоку. На крайнем севере, в тундре, зеркало грунтовых вод почти совпадает с земной поверхностью, с чем связана большая заболоченность. В засушливых областях юго-востока Европейской части СССР зеркало погружается на глубины, превышающие 100 м.

В более засушливых и теплых зонах грунтовые воды более минерализованы (соленые). Встречаются также азональные грунтовые воды (например, аллювиальные, дюнные и др.).

Грунтовые воды распространены не повсеместно. Они не встречаются, например, там, где рельеф поверхности земли сильно расчленен и нет полого залегающего водоупорного ложа.

Выделяют грунтовые бассейны и грунтовые потоки. Там, где водоупорное ложе образует замкнутое понижение, воды, заполняющие это понижение, образуют грунтовый бассейн. Там, где поверхность водоупорного ложа имеет однообразный уклон, может образоваться грунтовый поток. О наличии и направлении грунтового потока можно судить по положению зеркала грунтовых вод.

Зеркало грунтовых вод в общем случае образует неправильную поверхность, положение которой к тому же подвержено колебаниям во времени. Эти колебания, составляющие элемент режима грунтовых вод, зависят от метеорологических условий. Рельеф зеркала грунтовых вод изображают на картах при помощи гидроизогиис — линий равного гипсометрического положения зеркала. По картам гидроизогиис можно определять направление и уклон грунтового потока, равно как местоположение и размеры грунтовых бассейнов.

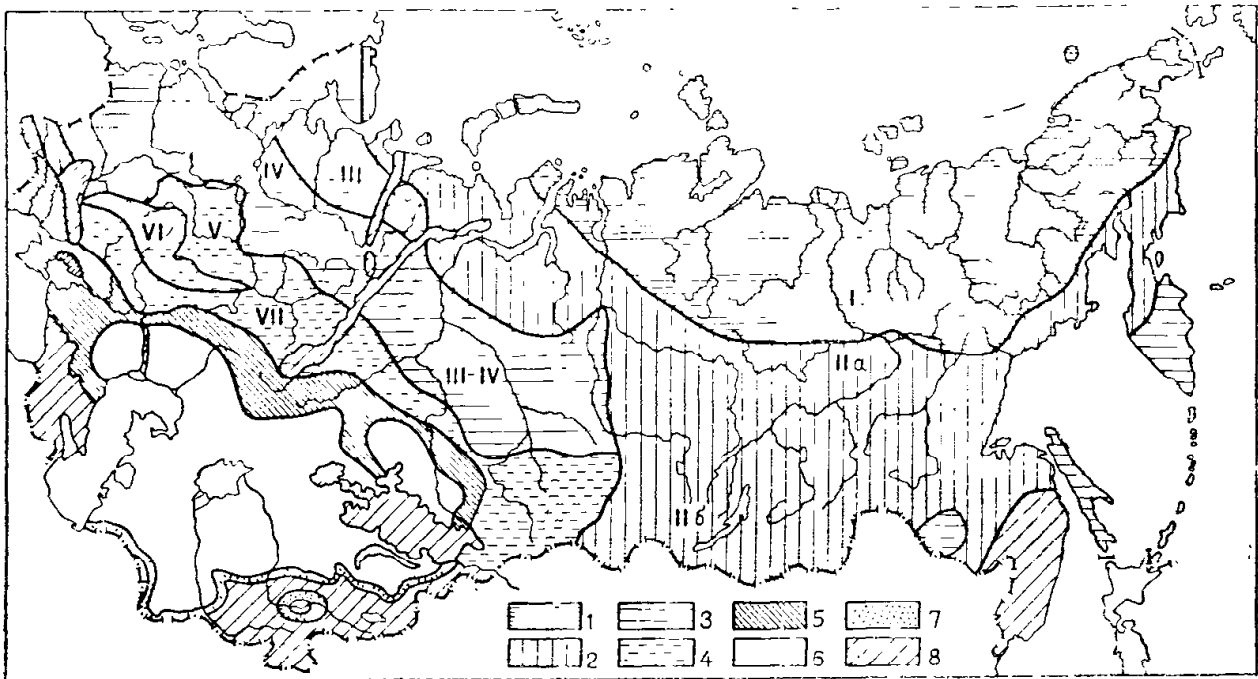


Рис. 4. Схема провинций и зон грунтовых вод на территории СССР (по О. К. Ланге).

1 — зона сплошной вечной мерзлоты (I); 2 — зона таликовой (IIa) и островной (IIб) мерзлоты; 3 — зона тундровых вод (III) и высоких вод Севера (IV); 4 — зона неглубоких оврагов (V), зона глубоких оврагов (VI) и зона овражно-балочная (VII); 5 — зона неглубоких балок Прикаспия; 6 — зона равновесия подземного стока и испарения; 7 — полоса полгорных шлейфов и предгорных равнин; 8 — области аazonальных грунтовых вод.

Помимо положения зеркала колебаниям во времени подвержены также и другие показатели грунтовых вод: химический состав и температура.

Несмотря на всю специфику грунтовых вод, их все же нельзя рассматривать совершенно оторванно от залегающих глубже напорных вод. Между теми и другими существуют взаимопереходы и взаимовлияния. Грунтовые воды в ряде случаев входят в состав бассейнов (в их краевых зонах), основная часть которых заполнена напорными водами. В формировании химического состава грунтовых вод немаловажное место занимает подток напорных вод снизу.

Глава II

ОСНОВЫ ГИДРОХИМИИ

Гидрохимия — химия природных вод, в том числе подземных.

Все природные воды представляют собой растворы, содержащие растворенные соли, ионы, коллоиды, газы. Под химическим составом воды обычно понимают состав растворенных в водах веществ. Наибольшее значение имеют ионно-солевой и газовый состав природных вод.

Изучение растворенных в водах веществ очень важно: химический состав является основой для сопоставления, классификации и выяснения истории природных вод, определяет полезные и вредные свойства их, используется как поисковый признак при поисках ряда полезных ископаемых и т. п.

Но помимо состава растворенных веществ определенное значение имеют состав и структура молекул растворителя — воды, на которых прежде всего и надо остановиться.

§ 1. Изотопный состав и структура молекул воды

Кроме водорода с атомным весом 1 (протия) и кислорода с атомным весом 16 в состав природных молекул воды входят водород с атомным весом 2 (дейтерий D) и кислород с атомным весом 18 и 17. В среднем один атом дейтерия приходится на 6500 атомов протия в водах океана и на 6720 — в водах рек, один атом O^{18} — на 501 атом O^{16} в водах океана и на 504 — в водах рек, причем число атомов O^{17} приблизительно в 5 раз меньше числа атомов O^{18} .

Как видно, в изотопном составе природных вод имеются определенные различия. Основная причина этих различий в том, что при испарении воды как D, так и O^{18} концентрируются в остатке. Поэтому пресные воды суши, образующиеся в результате испарения и конденсации воды океанов, имеют несколько более низкую концентрацию тяжелых изотопов, чем вода океана. Различия подобного рода сказываются и на подземных водах.

Молекулы воды представляют собой комбинацию двух ядер атома водорода и одного атома кислорода, расположенных по углам равнобедренного треугольника (с ядром кислорода в его вершине) (рис. 5).

В изучение структуры воды и водных растворов большой вклад внесли О. Я. Самойлов, Дж. Бернал, Л. Полинг, Х. Франк и ряд других ученых.

Благодаря наличию в воде водородных связей, обусловленных неравномерно распределенными электронами атомов водорода, в расположении молекул жидкой воды отмечается высокая степень упорядоченности, что сближает ее с твердым телом («жидкий кристалл»).

По современным воззрениям в воде имеются одновременно и ассоциированные молекулы, соединенные водородными связями в рыхлый

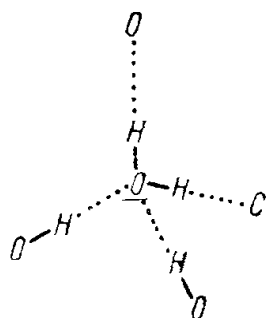


Рис. 5. Схема тетраэдрического характера водородной связи в воде (по Дж. Берналу и Р. Фаулеру).

тетраэдрический каркас («льдоподобные рои»), и неассоциированные молекулы, заполняющие пространство между образованиями первого рода.

Хорошее изложение вопросов структуры воды и их значения для гидрогеологии можно найти в книге А. М. Блоха (1969).

§ 2. Растворенные ионы и соли

В виде растворенных ионов и солей в природных водах найдено более половины всех известных в природе химических элементов. Число различных ионов, встречающихся в подземных водах, очень велико, но значительным распространением пользуются лишь немногие из них.

Основными ионами в природных водах являются следующие шесть ионов, содержащие восемь элементов: хлор-ион Cl^- , сульфат-ион SO_4^{2-} , гидрокарбонат-ион HCO_3^- ; ион натрия Na^+ , ион кальция Ca^{2+} , ион магния Mg^{2+} .

По количественному содержанию в составе воды первое место занимает всегда (за редкими исключениями — см. ниже) какой-нибудь из указанных трех анионов и какой-нибудь из указанных трех катионов. Обычно в пресных водах преобладают HCO_3^- и Ca^{2+} , в соленых — Cl^- и Na^+ .

Помимо указанных шести ионов также большое распространение имеют карбонат-ион CO_3^{2-} , ион калия K^+ , ионы железа Fe^{2+} и Fe^{3+} и некоторые другие. Однако все эти ионы встречаются обычно в количествах, в десятки и сотни раз меньших, чем содержание шести главных ионов. Поэтому под ионно-солевым составом воды часто понимают только содержание этих шести ионов и пренебрегают остальными (натрий обычно суммируется с калием).

Ионы, содержащиеся в водах в относительно очень небольших и ничтожных количествах, например, бром Br^- , йод I^- , стронций Sr^{2+} , литий Li^+ и множество других, называют микроэлементами или микрокомпонентами. Эти названия не совсем точны, так как зачастую некоторые из микрокомпонентов, например бром, присутствуют в водах в больших количествах, чем такие ионы, как SO_4^{2-} и HCO_3^- .

Особое значение имеют ионы водорода H^+ и гидроксидионы OH^- , т. е. диссоциированная часть молекул самой воды. Количественное содержание их ничтожно, но химическое влияние очень велико.

Все упомянутые компоненты находятся в водах в состоянии истинных растворов. Химический анализ вод дает сведения о наличии в них отдельных ионов, но не позволяет судить о том, присутствуют ли эти ионы в свободной форме или же в виде молекул солей и каких-либо других компонентов. Данные о составе солей, образующихся при выпаривании воды, связь некоторых физико-химических свойств вод с определенными комбинациями ионов и некоторые другие данные заставляют считать, что в ряде случаев ионы находятся в водах в ассоциированном состоянии.

В настоящее время можно достаточно обоснованно полагать, что в пресных и слабоминерализованных водах мы имеем дело со свободными анионами и катионами; в высокоминерализованных же водах и рассолах определенную роль играют и молекулы солей. С увеличением концентрации раствора возрастает ассоциированность растворенных веществ.

Кроме веществ, находящихся в состоянии истинных растворов, в некоторых водах присутствуют и растворенные коллоиды. В состоянии коллоидных растворов в природных водах обычно находятся кремнезем, глинозем, гидроокислы железа. Среди коллоидов имеются и органические вещества (другая часть органических компонентов присутствует в виде ионов).

Количественное содержание и значение коллоидов в подземных водах по сравнению с растворенным ионно-солевым комплексом невелико, поэтому при анализе и классификации вод коллоидами обычно пренебрегают.

Суммарное содержание в воде растворенных ионов, солей и коллоидов называют минерализацией воды, или общей минерализацией (в величину минерализации не входят растворенные газы, а также взвешенные вещества). Величина минерализации подземных вод колеблется в чрезвычайно широких пределах. К пресным водам относят воды с минерализацией менее 1 г/л, к минеральным (или соленым) водам — воды с минерализацией 1—35 г/л, (т. е. ниже, чем у морской воды), при минерализации выше 35 г/л¹ говорят о рассолах. В иных рассолах содержание солей достигает 500 г/л

¹ Согласно другой системе разграничение соленых вод и рассолов проводится по величине минерализации 50 г/л.

и более. Действительно, называть такие рассолы водами, пожалуй, нельзя: воды в них меньше, чем солей.

В некоторых случаях (особенно на нефтепромыслах и нефтеразведках) минерализацию приближенно выражают через соленость в градусах Бомэ. Соленость измеряется при помощи солемера — ареометра с особой градуировкой в градусах Бомэ. Один градус Бомэ (1°Be , или 1 B°) соответствует содержанию в растворе 1% соли NaCl . Соленость позволяет достаточно точно судить о минерализации лишь при резком преобладании хлористого натрия над другими компонентами раствора.

§ 3. Растворенные газы

Содержание и состав растворенных в воде газов имеют для гидрогеологии нефтяных и газовых месторождений не меньшее значение, чем содержание и состав растворенных ионов и солей.

Растворенные газы находятся в каждой подземной воде. Состав газовых компонентов вод гораздо менее разнообразен, чем ионно-солевой состав.

Основное значение в подземных водах имеют следующие три газа: азот N_2 , двуокись углерода (углекислый газ) CO_2 , метан CH_4 . Почти всегда количественно преобладает один из этих газов либо два в разных сочетаниях.

Кроме трех главных газов значительно распространены в подземных водах кислород O_2 , сероводород H_2S , аргон Ar , этан C_2H_6 , пропан C_3H_8 , бутаны C_4H_{10} . Этан, пропан и бутаны, т. е. углеводородные газы более тяжелые, чем метан, обычно связаны с нефтеносными отложениями. В незначительных количествах встречается гелий He , имеющий, однако, специфическое значение.

Газы находятся в водах в виде молекулярных растворов. Но между газовыми и ионно-солевыми компонентами природных вод могут быть взаимопереходы и взаимообмен. Так, двуокись углерода и гидрокарбонатные и карбонатные ионы образуют в водах равновесные системы. Подобные же системы образуют сероводород и гидросульфид-ион SH^- .

Количество каждого растворенного газа в воде выражается в объемных единицах — $\text{см}^3/\text{л}$. Общая газонасыщенность (величина, соответствующая общей минерализации) воды представляет сумму объемов всех растворенных в данной воде газов.

Упругость (давление насыщения) растворенного газа (в $\text{кгс}/\text{см}^2$) равна объему растворенного газа, деленному на коэффициент растворимости данного газа. Однако эта простейшая зависимость, отвечающая закону Генри, имеет ограниченное применение (лишь при упругости менее $50 \text{ кгс}/\text{см}^2$). При сложном составе растворенных газов и высоких давлениях насыщения существует более сложная зависимость (см. гл. XII).

Коэффициент растворимости газа зависит от минерализации воды (в соответствии с уравнением Сеченова) и температуры (примерно до 100°C — обратная зависимость, выше — прямая).

Общая упругость растворенных в воде газов определяется как сумма парциальных упругостей отдельных растворенных газов. В подземных водах она может достигать 250 кгс/см² и более.

§ 4. Химические и физические свойства природных вод (основные сведения по гидрофизике)

Из химических свойств вод наибольшее значение имеют реакция среды и жесткость.

Реакция среды, т. е. щелочно-кислотные свойства воды, как известно, определяется концентрацией водородных ионов. Величина рН вод ($\text{pH} = \lg \text{H}^+$) зависит от содержания в воде двуокиси углерода, а также от содержания легко гидролизующихся солей железа, алюминия и некоторых других металлов. Величины рН подземных вод колеблются в широких пределах: от 1 (в зонах окисления сульфидов) до 9 и выше. В кислых водах обычно присутствуют соли железа и других тяжелых металлов, иногда — свободные кислоты (соляная, серная), а в щелочных — сода.

Жесткость воды зависит от содержания кальция и магния.

Различают жесткость общую, устранимую и постоянную. Общая жесткость отвечает суммарному содержанию ионов Ca^{2+} и Mg^{2+} , устранимая — той части ионов кальция и магния, которая при кипячении выпадает в осадок, образуя накипь (это — кальций и магний, связанные с гидрокарбонатными ионами), и, наконец, постоянная жесткость, составляющая разность между общей и устранимой жесткостями, представлена не устранимой кипячением частью растворенных ионов Ca^{2+} и Mg^{2+} (связанных с хлор-ионом и сульфат-ионом). В настоящее время жесткость определяют и выражают по содержанию в водах ионов кальция и магния.

Из физических свойств вод необходимо остановиться на плотности, вязкости, сжимаемости, электропроводности.

Все эти свойства подземных вод зависят от их химического состава. Плотность, вязкость, электропроводность зависят от общей минерализации вод.

Плотность подземных вод всегда (при определении в поверхностных условиях) больше единицы и для рассолов достигает величины 1,3 и даже более. Она прямо связана с минерализацией вод.

На нефтегазопромыслах и разведочных площадях плотность вод часто определяют по величине солёности в градусах Бомэ. Солёность пересчитывают на плотность по формуле

$$\rho = \frac{145}{145 - S}, \quad (\text{II.1})$$

где ρ — плотность воды;

S — солёность.

Пересчет обычно производят при помощи специальных таблиц. Формула (II.1) дана для температуры 15,5° С. При больших и

меньших температурах вводят поправки согласно специальным таблицам (при температуре воды ниже $15,5^{\circ}\text{C}$ поправку вычитают из величины солености, а при температуре выше $15,5^{\circ}\text{C}$ — прибавляют к этой величине).

Следует помнить, что при использовании показаний солемера и градусов Бомэ величины плотности воды получаются лишь при абсолютном преобладании в ионно-солевом составе воды ионов Cl^- и Na^+ .

Плотность вод в пластовых условиях, зная пластовые температуры и давление, можно определять по специальным графикам Дж. Роуча (J. Roach, 1963). Определение плотности пресной воды по соответствующему графику возможно с точностью до $\pm 0,2\%$. Для минерализованной воды надо знать ионно-солевой состав; при сложном составе по графику сначала определяют мнимые величины плотности, исходя из 100%-ного содержания каждой из присутствующих солей, а уже затем находят истинную плотность по формуле

$$\rho = \frac{\rho' Q_{\text{NaCl}} + \rho'_b Q_{\text{CaCl}_2} + \dots}{Q_{\text{NaCl}} + Q_{\text{CaCl}_2}}, \quad (\text{II.2})$$

где ρ' — мнимые значения плотностей пластовой воды, полученные по графику, исходя из предположения о 100%-ном содержании данной соли, в г/см^3 ;

Q_{NaCl} , Q_{CaCl_2} и т. п. — содержание данной соли в г/л.

Точность определения пластовой плотности минерализованной воды описанным способом составляет $\pm 0,5\%$.

С ж и м а е м о с т ь подземных вод зависит от газонасыщенности и температуры. Коэффициент сжимаемости β показывает, на какую долю уменьшается объем воды при увеличении давления на 1 кгс/см^2 :

$$\beta = \frac{\partial V}{V \partial p}, \quad (\text{II.3})$$

где V — объем воды;

p — давление.

Коэффициент сжимаемости воды β_b в пластовых условиях наиболее точно определяется по формуле ¹

$$\beta_b = \beta'_b (1 + \epsilon S_g), \quad (\text{II.4})$$

где β'_b — коэффициент объемной упругости дегазированной минерализованной воды в $1/(\text{кгс/см}^2)$;

ϵ — поправка на содержание в растворе газа (по А. Ю. Нампону эта величина должна быть равна 0,01);

S_g — газонасыщенность минерализованной воды в $\text{м}^3/\text{м}^3$.

¹ В первоначальном виде предложена К. Додсоном и М. Стэндингом, видоизменена В. П. Мамуной и др.

Для определения $\beta'_в$ и S_r В. Н. Мамуна предложил соответствующие эмпирические формулы:

$$1) \beta'_в = \beta_{пв} - 716 \cdot 10^{-6} \frac{g}{\rho}, \quad (II.5)$$

где $\beta_{пв}$ — коэффициент объемной упругости дегазированной неминерализованной воды (пресной) в $1/(\text{кгс}/\text{см}^2)$;

g — минерализация воды в г/л;

ρ — относительная плотность воды в пластовых условиях;

$$2) \lg S_r = \lg S_{пг} - 20,5 \cdot 10^{-4}, \quad (II.6)$$

где $S_{пг}$ — газонасыщенность пресной воды в $\text{м}^3/\text{м}^3$.

Значения $\beta_{пв}$ и $S_{пг}$ для соответствующих пластовых давлений и температур могут быть определены по особым графикам, например, К. Додсона и М. Стэндинга.

Сжимаемость подземных вод имеет большое значение для определения режима нефтегазоносных пластов.

Вязкость подземных вод зависит от минерализации и температуры. Она возрастает с увеличением минерализации воды, но гораздо большее влияние на нее оказывает температура. С ростом температуры вязкость воды снижается; при температуре 100°C она примерно в 6 раз меньше, чем при 15°C .

Вязкость подземных вод необходимо знать при определении скоростей подземных потоков и для некоторых других целей.

Электропроводность подземных вод имеет важное значение для геофизических исследований. Электропроводность и электрическое сопротивление вод зависят от их минерализации и ионно-солевого состава. Удельные электрические сопротивления вод нефтегазовых месторождений обычно варьируют в пределах от 0,05 (для крепких рассолов) до 1,00 Ом·м, редко выше (слабосоленые воды).

Удельное электрическое сопротивление природных растворов (в Ом·м) определяют по формуле

$$\rho_v = \frac{10}{\sum (C_a l_a f_{l_a} + C_k l_k f_{l_k})}, \quad (II.7)$$

где C_a и C_k — количество (в г-экв) соответственно анионов и катионов в растворе;

l_a и l_k — электролитические подвижности анионов и катионов;

f_{l_a} и f_{l_k} — коэффициенты электропроводности анионов и катионов.

Для большинства солей, растворенных в подземных водах, величины электрической подвижности близки, поэтому при расчетах обычно принимают во внимание только преобладающую в воде соль (как правило, хлористый натрий). При таком допущении удельное

электрическое сопротивление можно определить по общей минерализации или плотности воды, для чего пользуются специальными таблицами.

Гидрокарбонаты по своим электрохимическим свойствам значительно отличаются от других обычных в природных водах солей (хлоридов и сульфатов). Поэтому при наличии в воде большого количества (более 10%) гидрокарбонатов определение электрического сопротивления по минерализации или плотности воды дает существенные погрешности.

В этом случае более точным будет расчет по следующей формуле

$$\rho_{\text{в}} = \frac{1}{\sum \frac{f_i}{\rho_{\text{в}i} f_i}}, \quad (\text{II.8})$$

где $\rho_{\text{в}i}$ — удельное сопротивление раствора, содержащего i -й компонент состава воды в г/л (определяется по особым кривым);

f_{i_1} и f_i — коэффициенты электропроводности соответственно для данной концентрации в растворе i -й соли и для ее концентрации, равной суммарной концентрации в растворе всех солей.

Подробнее вопросы электропроводности (электросопротивления) вод и методы определения этого параметра рассматриваются в руководствах по геофизическим методам исследований скважин и электроразведке.

Из других физических свойств подземных вод большой интерес представляет радиоактивность (см. гл. VII).

§ 5. Химический анализ вод

Химический анализ вод производят для определения их химического состава и для выделения и оценки их полезных и вредных свойств.

В зависимости от задач исследования полнота и характер анализа могут быть различными. Прежде всего можно выделить **общий анализ и специальные анализы**.

Общий анализ проводят с целью определения общей характеристики воды, достаточной для суждения о ее ионно-солевом составе и для классификации. Результаты общего анализа могут быть использованы весьма широко.

В настоящее время обязательным считается определение шести главных ионов: Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ (Na^+ определяют по разности). Анализ, включающий определение указанных шести главных ионов (часто к ним добавляются еще ионы CO_3^{2-} , Fe^{2+} , Fe^{3+}), плотности и рН воды, называют **стандартным**, или **шестикомпонентным**. Определение газового состава в общий анализ пока не входит.

Сокращенные анализы, включающие лишь определение содержания главных анионов (иногда еще также общей жесткости воды), допускаются только при исследованиях предварительного характера.

Специальные анализы разнообразны. При исследованиях подземных вод с нефтегазопромысловыми и нефтегазопромысловыми целями к стандартному набору определений обычно добавляются определения ионов J^- , Br^- , органических веществ, NH_4^+ , часто также $B_2O_3^{2-}$, HS^- , иногда еще Ba^{2+} , Sr^{2+} , полуторных окислов и некоторых других веществ. К сожалению, определение газовых компонентов проводится далеко не всегда.

Из других специальных анализов подземных вод важное значение имеют санитарный, бальнеологический, различные технические и поисковые анализы.

Санитарный анализ обязательно включает определения солености, жесткости, содержания ионов NH_4^+ , NO_2^- , NO_3^- и окисляемости воды. Содержание аммония, нитритов и нитратов и окисляемость (для поверхностных, грунтовых и некоторых напорных вод) указывают на степень загрязнения воды и, следовательно, на пригодность ее для питья и вообще для бытового использования. С этой же целью проводится бактериологический анализ воды.

Бальнеологический анализ помимо определения главных ионов включает определения газовых компонентов, радиоактивности, содержания сульфидов, железа, мышьяка, лития и ряда других показателей лечебных вод. Бальнеологические анализы отличаются наибольшей полнотой. Наиболее изученными из всех природных вод являются воды некоторых известных целебных источников (Ессентуки, карловарский «шпрудель», Виши и др.).

Специальные *технические* анализы производят с целью оценки пригодности воды для закачки в нефтеносные пласты и для питания паровых котлов, для оценки «агрессивных» и коррозионных свойств вод и т. п.

Некоторые специфические элементы определяют при поисках полезных ископаемых (металлов, солей).

Анализ вод можно выполнять в стационарных лабораториях или при помощи портативных полевых гидрохимических лабораторий.

В стационарных условиях сульфат-ион обычно определяют весовым методом, кальций и магний — весовыми или объемными методами, а хлор и гидрокарбонат-ион — объемными методами. Йод определяют объемными или колориметрическими методами; бром и аммоний можно определять колориметрически.

Полевые гидрохимические лаборатории представляют собой упакованные смонтированные комплекты оборудования, посуды и реактивов. Наиболее известны лаборатории конструкций А. А. Резникова (ПЛАВ), И. Ю. Соколова и др.

В полевых условиях анализ вод проводится упрощенными методами — преимущественно объемными, колориметрическими, нефелометрическими.

Методика химического анализа вод описывается в специальных руководствах (А. А. Резников, Е. П. Муликовская, И. Ю. Соколов, 1963, и др.).

§ 6. Изображение химического состава вод

Результаты химического анализа вод могут быть представлены в разных формах. Ионно-солевой состав вод в настоящее время принято выражать в виде содержания в воде отдельных ионов.

При выражении ионно-солевого состава вод в виде содержания отдельных ионов различают ионную, эквивалентную и процент-эквивалентную формы.

И о н н а я форма представляет собой выражение ионно-солевого состава воды в виде содержания в ней количества массы отдельных ионов. Содержание отдельных ионов выражают в миллиграммах (иногда в граммах) и относят к 1 л, 1 кг или 100 г воды.

Для пресных вод отнесение содержания ионов к единицам массы (1 кг, 100 г) или к единицам объема (1 л) воды не имеет существенного значения, но для рассолов отношения эти уже существенно расходятся. При переходе от состава воды, отнесенного к единице объема, к составу, отнесенному к единице массы, содержание отдельных ионов необходимо разделить на плотность воды, а в обратном случае — умножить на ее плотность.

В настоящее время при всех гидрохимических исследованиях результаты анализа вод приводятся обязательно в ионной форме. Эта форма является исходной для получения других форм.

В США результаты анализа даются обычно в частях на миллион частей воды (т. е. фактически в миллиграммах на 1 кг).

Ионная форма не охватывает растворенные газы и некоторые вещества, содержащиеся в виде коллоидов (органические коллоиды и др.).

Э к в и в а л е н т н а я форма изображения состава вод имеет повсеместное распространение. Она дает возможность получить более точное представление о химизме и химических свойствах воды и позволяет уяснить происхождение вод, контролировать результаты анализа и высчитывать содержание некоторых ионов без непосредственного аналитического их определения (обычно таким путем находят содержание иона Na^+).

Взаимоотношение отдельных ионов в растворе не выражается отношением их масс. Ионы реагируют между собой не равными массами, а в определенных количествах, зависящих от массы и валентности ионов: например, ион Na^+ реагирует с ионом Cl^- не в количестве 1 г Na^+ на 1 г Cl^- , а в эквивалентных соотношениях — 1 эквивалент Na^+ на 1 эквивалент Cl^- .

Эквивалентом иона называется частное от деления ионной массы на валентность иона. Например, эквивалент иона Na^+ равен $23/1$, а эквивалент иона Cl^- — $35,5/1$ (приблизительно), следовательно, на 23 единицы массы иона Na^+ приходится 35,5 единиц иона Cl^- .

Для перехода от ионной формы к эквивалентной необходимо содержание иона, выраженное в миллиграммах или граммах, разделить на величину эквивалента иона (или помножить на коэффициент, представляющий обратную величину эквивалента иона).

Разделив величину содержания иона в определенном количестве воды на эквивалент иона (табл. 1), получают содержание иона соответственно в миллиграмм-эквивалентах (мг-экв) или в грамм-эквивалентах (г-экв) на то же количество воды. Так, содержание иона Ca^{2+} , равное 40 мг на 100 г воды, в эквивалентной форме будет равно 2 мг-экв Ca^{2+} на 100 г воды.

Таблица 1

Ион	Эквивалент	Ион	Эквивалент
Na^+	23,0	Cl^-	35,5
Mg^{2+}	12,2	SO_4^{2-}	48,0
Ca^{2+}	20,0	HCO_3^-	61,0
K^+	39,1	Br^-	79,9
NH_4^+	18,0	I^-	126,9
H^+	1,0	HS^-	33,0
Fe^{3+}	18,6	CO_3^{2-}	30,5
Fe^{2+}	27,9	Анионы летучих жирных кислот	50—100

Если содержание какого-либо иона выражают в эквивалентной форме, то перед символом иона ставят знак r (реагирующая величина), например: $r\text{Cl}^-$, $r\text{Ca}^{2+}$ и т. п.

Сумма катионов, выраженная в эквивалентной форме ($\sum r_k$), равна соответственно выраженной сумме анионов ($\sum r_a$), т. е.

$$\sum r_k = \sum r_a. \quad (\text{II.9})$$

Используя это равенство и имея данные о содержании в воде пяти главных ионов, кроме Na^+ , обычно устанавливают по разности содержание в воде шестого из главных ионов природных вод — иона натрия, пренебрегая остальными ионами, содержание которых почти всегда незначительно. Содержание иона натрия определяют по формуле

$$r\text{Na}^+ = \sum r_a - (r\text{Ca}^{2+} + r\text{Mg}^{2+}). \quad (\text{II.10})$$

Для определения содержания натрия в ионной форме полученную величину $r\text{Na}^+$ умножают на эквивалент иона.

В табл. 1 приведены величины эквивалентов ионов, наиболее часто встречающихся в водах нефтяных и газовых месторождений.

Процент-эквивалентная форма может быть получена из эквивалентной формы. Она представляет собой относительный метод изображения состава воды, показывающей не содержание тех или иных ионов в том или ином количестве воды, а лишь

относительную долю, занимаемую разными ионами во всей ионно-солевой массе, содержащейся в воде. Сумму всех ионов, взятых в эквивалентной форме, принимают за 100% (или 200%):

$$\sum r_a + \sum r_k = \sum r_{a+k} = 100\% \text{-экв (или } 200\% \text{-экв)}.$$

Следовательно, сумма анионов и сумма катионов составляют 50 (или 100)%-экв каждая. Затем вычисляют процент содержания каждого иона — содержание ионов в процент-эквивалентной форме. (% r_{Na^+}) находят по формуле

$$\% r_{Na^+} = \frac{r_{Na^+}}{\sum r_{a+k}} \cdot 100. \quad (II.11)$$

Процент-эквивалентная форма наглядно представляет ионно-солевой состав воды, соотношения между ионами, а также позволяет устанавливать черты сходства вод, различающихся по величине минерализации. Благодаря этому процент-эквивалентная форма получила большое распространение.

Однако, имея только процент-эквивалентное изображение ионно-солевого состава воды, нельзя получить представление об абсолютном содержании ионов в воде. Поэтому нельзя ограничиваться только процент-эквивалентной формой выражения состава воды, необходимо параллельно давать хотя бы величину общей минерализации воды в эквивалентной и ионной формах.

Пример параллельного изображения результатов химического анализа воды в ионной, эквивалентной и процент-эквивалентной формах приведен в табл. 2.

Т а б л и ц а 2

Содержание на 100 г воды	мг	мг-экв	%-экв
Cl ⁻	3493	98,4	49,2
SO ₄ ²⁻	79	1,5	0,7
HCO ₃ ⁻	28	0,3	0,1
Na ⁺	1235	53,3	26,6
Mg ²⁺	129	10,8	5,4
Ca ²⁺	727	36,6	18,1
Σ	5691	200,0	100,0

К числу форм наглядного изображения состава вод принадлежит формула Курлова. Эта формула представляет собой псевдо-дробь, в числителе которой указывают содержание в процент-эквивалентной форме главнейших анионов, а в знаменателе — соответственно содержание катионов, причем величины содержания записывают в виде индексов. Ионы располагают в убывающем порядке; те ионы, которые содержатся в количестве менее 1%-экв, обычно не указывают. Перед дробью отмечают важнейшие газообразные компо-

ненты воды и величину общей минерализации воды M в г/л, после дробки пишут температуру.

Формула Курлова для воды, состав которой приведен в табл. 2, будет иметь следующий вид (данные по газам и температуре добавлены):

$$(\text{CH}_4)_2 M_6 \frac{(\text{Cl})_{49}(\text{SO}_4)_1}{(\text{Na})_{27}(\text{Ca})_{18}(\text{Mg})_5} t = 65^\circ \text{C}.$$

В нефтегазопромысловой практике анализы вод обычно выражают в ионной, эквивалентной и процент-эквивалентной формах. Кроме того, используют так называемые характеристики по Пальмеру.

Предложено много способов графического изобра-

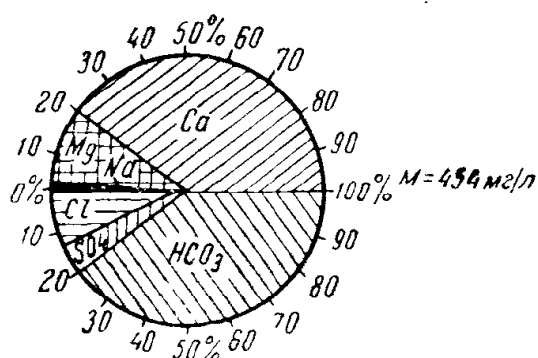


Рис. 6. График-круг Толстихина.

жения химического состава вод. Из графиков, характеризующих ионно-солевой состав отдельных образцов вод, наибольшее распространение получили график-круг (круг Толстихина) и графики-узоры (Стиффа и др.).

График-круг Толстихина (рис. 6) наглядно изображают анионно-катионный состав воды в %-экв. Радиус круга в заданном масштабе отражает величину общей минерализации воды.

График-круг очень удобен для нанесения анализов вод на карты. На гидрохимических картах в точках отбора проб вод (родники, водоемы, колодцы, скважины) состав вод показывают посредством графиков-кругов.

При помощи графиков-кругов можно изображать и газовый состав вод (рис. 7). Для этого нужно предварительно подсчитать процентное содержание каждого растворенного в воде газа (приняв общую газонасыщенность за 100%). При помощи радиуса круга можно выражать величину общей газонасыщенности воды.

Помимо графиков, характеризующих отдельные воды, предложен ряд графиков, на которые можно наносить данные по химическому составу сразу многих проб воды. Ряд графиков используется для классификации вод (см. ниже).

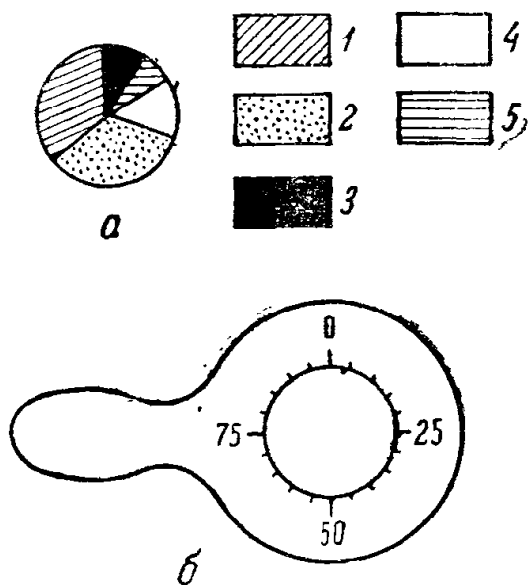


Рис. 7. График-круг газового состава вод.

a — круг; b — палетка для нанесения данных анализа на карту. 1 — азот; 2 — углекислый газ; 3 — углеводородные газы; 4 — кислород; 5 — сероводород.

Различные геометрические способы изображения химического состава вод разобраны с графо-аналитических позиций С. А. Дуровым.

Особой формой графического изображения состава вод служат гидрохимические карты.

§ 7. Химические классификации вод

Классификации природных вод по их химическому составу весьма многочисленны, но распространение получили лишь немногие.

Систематизация химических классификаций природных вод произведена недавно В. С. Самариной.

Большинство химических классификаций вод основано на ионно-солевом составе вод и лишь некоторые — на газовом составе. В классификациях, базирующихся на ионно-солевом составе, иногда используют ионную форму выражения состава вод (Г. А. Максимович), но в большинстве случаев применяют процент-эквивалентную форму.

Большинство классификации (Т. Кларка, В. А. Александрова, С. А. Щукарева, Н. И. Толстихина и др.) построены по признаку преобладания в водах тех или иных анионов и катионов. Некоторые исследователи (например, Ч. Пальмер) при классификации не принимают во внимание количественное преобладание, а исходят из определенных характерных соотношений между отдельными ионами и группами ионов. Есть и смешанные классификации, учитывающие как количественное преобладание, так и характерные соотношения между ионами: классификация Сулина (основное значение придается характерным соотношениям), классификация Алекина (основное значение придается количественному преобладанию).

Из ряда близких друг другу классификаций, в основу которых положено количественное преобладание различных ионных компонентов, наиболее прост вариант, при котором выделяются три класса вод: гидрокарбонатный, сульфатный и хлоридный, а в каждом из этих классов выделяются по три подкласса — кальциевый, магниевый и натриевый.

Недостатком такой классификации можно считать отсутствие классов и подклассов смешанного характера; в действительности сплошь и рядом встречаются воды, в которых главные ионы содержатся приблизительно в равных количествах.

Наиболее полная классификация вод по ионному составу разработана Л. С. Балашовым. Она названа им естественной классификацией, так как учитывает не только шесть главных ионов природных вод, но и другие ионы, занимающие в некоторых случаях преобладающее положение. Это имеет особенно важное значение для рудных месторождений и промышленных минеральных вод. Типы вод выделяются по анионам, подтипы — по катионам; по второстепенным (в данных водах) ионам выделяются классы вод. Выделяются «чистые» типы, когда содержание первенствующего аниона $> 95\%$, и смешан-

ные, где это условие не соблюдается. Соответственно выделяются «чистые» и смешанные подтипы.

В классификации Балашова число типов, подтипов и классов неограниченно, так как в будущем могут обнаруживаться воды пока неизвестные. В начале 1970 г. было известно восемь «чистых» типов: Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- , CO_3^{2-} , HSO_4^- , F^- , NO_3^- , HSiO_3^- .

В табл. 3 приведена классификация вод «чистого» хлоридного типа ($\text{Cl} > 95\%$) по Л. С. Балашову.

Таблица 3

Подтип	Критерий подтипа (в %-экв)	Класс	Критерий класса (в %-экв)
Хлоридно-натриевый $\text{Cl}^- - \text{Na}^+$	$\text{Na}^+ > k_i$	1. $\text{Cl}^- - \text{Ca}^{2+} - \text{Na}^+$ 2. $\text{Cl}^- - \text{K}^+ - \text{Na}^+$ 3. $\text{Cl}^- - \text{Mg}^{2+} - \text{Na}^+$ 4. $\text{Cl}^- - \text{Na}^+$	$\text{Na}^+ > \text{Ca}^{2+} > k_i$ $\text{Na}^+ > \text{K}^+ > k_i$ $\text{Na}^+ > \text{Mg}^{2+} > k_i$ $\text{Na}^+ > 95\% \text{-экв}$
Хлоридно-кальциевый $\text{Cl}^- - \text{Ca}^{2+}$	$\text{Ca}^{2+} > k_i$	5. $\text{Cl}^- - \text{Na}^+ - \text{Ca}^{2+}$ 6. $\text{Cl}^- - \text{K}^+ - \text{Ca}^{2+}$ 7. $\text{Cl}^- - \text{Mg}^{2+} - \text{Ca}^{2+}$ 8. $\text{Cl}^- - \text{Ca}^{2+}$	$\text{Ca}^{2+} > \text{Na}^+ > k_i$ $\text{Ca}^{2+} > \text{K}^+ > k_i$ $\text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+} > k_i$ $\text{Ca}^{2+} > 85\% \text{-экв}$
Хлоридно-магниевый $\text{Cl}^- - \text{Mg}^{2+}$	$\text{Mg}^{2+} > k_i$	9. $\text{Cl}^- - \text{Na}^+ - \text{Mg}^{2+}$ 10. $\text{Cl}^- - \text{K}^+ - \text{Mg}^{2+}$ 11. $\text{Cl}^- - \text{Ca}^{2+} - \text{Mg}^{2+}$ 12. $\text{Cl}^- - \text{Mg}^{2+}$	$\text{Mg}^{2+} > \text{Na}^+ > k_i$ $\text{Mg}^{2+} > \text{K}^+ > k_i$ $\text{Mg}^{2+} > \text{Ca}^{2+} > k_i$ $\text{Mg}^{2+} > 85\% \text{-экв}$
Хлоридно-железный $\text{Cl}^- - \text{Fe}^{3+}(\text{Fe}^{2+})$	$\text{Fe}^{3+}(\text{Fe}^{2+}) > k_i$	13. $\text{Cl}^- - \text{Fe}^{3+}(\text{Fe}^{2+})$	$\text{Fe}^{3+}(\text{Fe}^{2+}) > 95\% \text{-экв}$
Хлоридно-водородный $\text{Cl}^- - \text{H}^+$	$\text{H}^+ > k_i$	14. $\text{Cl}^- - \text{H}^+$	$\text{H}^+ > 95\% \text{-экв}$

Примечание. k_i — каждый из остальных катионов воды.

В классификации Сулина, получившей широкое признание преимущественно у нефтяников, природные воды подразделяются на четыре типа по характерным соотношениям между главнейшими ионами и затем на группы и подгруппы по признаку преобладания различных анионов и катионов. Характерные отношения между ионами, положенные в основу классификации, выражаются тремя коэффициентами, названными В. А. Сулиным генетическими:

$$\frac{r \text{ Na}}{r \text{ Cl}}, \quad \frac{r \text{ Na} - r \text{ Cl}}{r \text{ SO}_4}, \quad \frac{r \text{ Cl} - r \text{ Na}}{r \text{ Mg}}.$$

При помощи этих коэффициентов выделяются четыре генетических типа (табл. 4).

Типы вод называются генетическими, потому что они приблизительно отвечают определенным обстановкам существования природных вод. Так, по В. А. Сулину сульфатно-натриевый и гидрокарбонатно-натриевый типы отвечают континентальной обстановке, хлоридно-магниевый тип — морской обстановке, хлоридно-кальциевый

Тип воды по В. А. Сулину	Коэффициенты		
	$\frac{r \text{ Na}}{r \text{ Cl}}$	$\frac{r \text{ Na} - r \text{ Cl}}{r \text{ SO}_4}$	$\frac{r \text{ Cl} - r \text{ Na}}{r \text{ Mg}}$
Сульфатно-натриевый	> 1	< 1	< 0
Гидрокарбонатно-натриевый	> 1	> 1	< 0
Хлоридно-магниевый	< 1	< 0	< 1
Хлоридно-кальциевый	< 1	< 0	> 1

Примечания. 1. При незначительном отклонении величины коэффициентов от граничной воды следует относить к переходному типу; например, если $\frac{r \text{ Cl} - r \text{ Na}}{r \text{ Mg}} = 0,99$, то вода относится к типу, переходному от хлоридно-магниевого к хлоридно-кальциевому.

2. Воды, полностью лишённые натрия и хлора, следует относить к особому неопределённому типу. Такие случаи могут быть, например, для грунтовых вод тундры.

тип— глубинной обстановке. Однако такое соответствие справедливо лишь в самых общих чертах.

Каждый тип делится на три группы по преобладающему аниону. Таким образом, выделяются хлоридные, сульфатные и гидрокарбонатные группы. Общее число групп, следовательно, равно 12, но в природе некоторые из них не встречаются.

Подгруппа воды выделяется по преобладающему катиону. Существуют натриевые, магниевые и кальциевые подгруппы. Подгруппу следует выделять только в том случае, если преобладающий катион соединяется (по условному правилу Фрезениуса) преимущественно с преобладающим же анионом, а не с другими анионами. Не все подгруппы теоретически возможны.

Достоинство классификации Сулина заключается в ее достаточной деятельности. Кроме того, эта классификация в значительной мере позволяет, исходя из состава воды, определять природную обстановку ее нахождения. Однако выделение типов, называемых генетическими, часто бывает формальным. Иногда достаточно совершенно ничтожного различия в содержании некоторых ионов, чтобы две почти идентичные воды отнести к разным генетическим типам, даже если они были получены из одного пласта, из двух соседних скважин.

К недостаткам классификации Сулина следует отнести условность правила комбинирования ионов, лежащего в основе выделения типов. Этот элемент условности сказывается и в названиях типов: они названы по тем солям, наличие которых предполагается характерным и обязательным для данного типа (например, при соотношении $\frac{r \text{ Na} - r \text{ Cl}}{r \text{ SO}_4} > 1$ натрий, остающийся в избытке после соединения с хлором и сульфат-ионом, образует гидрокарбонат натрия); между тем реальность этих солей в водах сомнительна, а для пресных и солоноватых вод даже исключается (см. выше).

Недостаток классификации состоит также в отсутствии переходных и смешанных групп и подгрупп.

Большое сходство с классификацией Сулина имеет классификация Валяшко. В ней, исходя из определенных характерных соотношений между ионами, выделено четыре типа вод, причем один тип делится еще на два подтипа (табл. 5).

Таблица 5

Тип воды	Характерные коэффициенты			
	$\frac{r \text{CO}_3 + r \text{HCO}_3}{r \text{Ca} + r \text{Mg}}$	$\frac{r \text{CO}_3 + r \text{HCO}_3 + r \text{SO}_4}{r \text{Ca} + r \text{Mg}}$	$\frac{r \text{CO}_3 + r \text{HCO}_3 + r \text{SO}_4}{r \text{Ca}}$	$\frac{r \text{CO}_3 + r \text{HCO}_3}{r \text{Ca}}$
Карбонатный	> 1	> 1	> 1	> 1
Сульфатный				
натриевый подтип	≤ 1	≤ 1	≤ 1	≈ 1
магниевый подтип	≥ 1	≥ 1	≥ 1	≈ 1
Хлоридный	≈ 1	≥ 1	≥ 1	≤ 1
Кислых вод	0	≈ 1	≤ 1	0

Если выразить ионно-солевой состав вод в виде солей, то для карбонатного типа по классификации Валяшко специфической солью (присутствующей только в этом типе) будет гидрокарбонат натрия, для сульфатного — сульфат магния (причем в натриевом подтипе будет сульфат натрия, которого не оказывается в магниевом подтипе, где зато появляется хлорид магния), наконец, для хлоридного — хлорид кальция.

Нетрудно увидеть, что карбонатный тип по классификации Валяшко соответствует гидрокарбонатному типу по классификации Сулина («щелочные» воды), натриевый подтип сульфатного типа по М. Г. Валяшко — сульфатно-натриевому типу по В. А. Сулину, магниевый подтип того же типа по М. Г. Валяшко — хлоридно-магниевому типу по В. А. Сулину, и, наконец, хлоридный тип по М. Г. Валяшко определяет не что иное, как хлоридно-кальциевый тип по В. А. Сулину.

Особняком стоит тип кислых вод, не имеющий аналога в классификации Сулина. Воды этого типа содержат в качестве специфических солевых компонентов соли, образующие третью соленость по Шальмеру.

По классификации О. А. Алекина все воды делятся по преобладающему аниону на три класса: гидрокарбонатные, сульфатные и хлоридные. Разделение на классы уточняется дальнейшим делением каждого класса на три группы по преобладанию одного из катионов — кальция, магния или натрия. Каждая группа подразделяется на три типа по характерным соотношениям между ионами. Всего типов четыре. Первый тип характеризуется соотношением $r \text{HCO}_3^- > (r \text{Ca}^{2+} +$

+ $r \text{Mg}^{2+}$); второй — $r \text{HCO}_3^- < (r \text{Ca}^{2+} + r \text{Mg}^{2+}) < (r \text{HCO}_3^- + r \text{SO}_4^{2-})$; третий $(r \text{HCO}_3^- + r \text{SO}_4^{2-}) < (r \text{Ca}^{2+} + r \text{Mg}^{2+})$. Четвертый тип характеризуется отсутствием HCO_3^- , воды этого типа кислые и имеются только в кальциевых и магниевых группах сульфатного и хлоридного классов, где нет первого типа.

Общая схема классификации Алекина изображена на рис. 8.

Нетрудно заметить, что воды первого типа по классификации Алекина отвечают водам гидрокарбонатно-натриевого типа по классификации Сулина («щелочным»); воды второго типа по О. А. Алекину — сульфатно-натриевым водам по В. А. Сулину, воды третьего типа по О. А. Алекину — хлоридно-магниевому и хлоридно-кальциевому типам по В. А. Сулину; наконец, воды четвертого типа по О. А. Алекину не имеют соответствия в классификации Сулина.

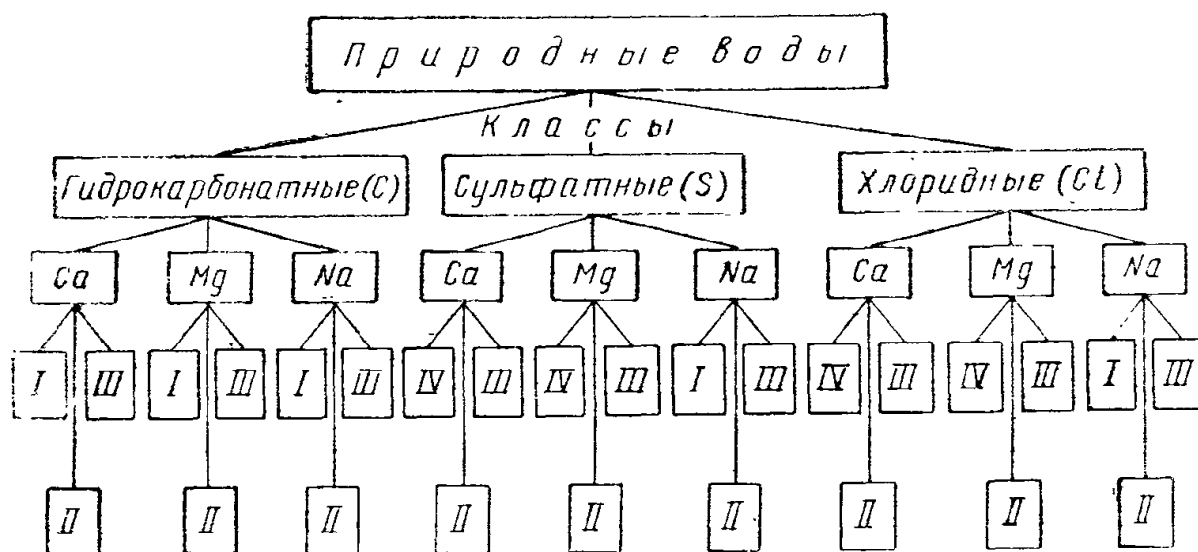
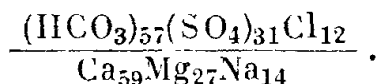


Рис. 8. Схема классификации природных вод по О. А. Алекину.

Классификация Алекина, как видно, во многом сходна с классификацией Сулина. Но в ней делению вод по характерным соотношениям отводится второстепенное место; нет разделения вод, соответствующих хлоридно-магниевому и хлоридно-кальциевому типам классификации Сулина; выделены кислые воды.

Особый вид классификации вод представляет химическая нумерация по П. И. Толстихину. В последнем варианте она примыкает к химическим классификациям, построенным по соотношениям между характерными ионами. В основе нумерации лежит график-квадрат, разделенный на 10 горизонтальных рядов и 10 вертикальных порядков (рис. 9). Полученные малые клеточки-квадратики нумеруются слева направо и сверху вниз. Если на такой график нанести точку a по координатам Na и Cl и точку b по координатам Ca и HCO_3 , затем соединить точки прямой, получим вектор. Номер воды будет состоять из двух чисел в соответствии с положением точек a и b в занумерованных клетках. Номер воды в приводимом (на рис. 9) примере равен $12/45$ и отвечает составу кисловодского нарзана, формула Курлова для которого выглядит так:



Номер воды можно получить и путем несложных вычислений. Так, первое число номера воды получают по содержанию в воде Cl и Na , а второе — по соот-

ношению сумм ($\text{SO}_4 + \text{Cl}$) и ($\text{Na} + \text{Mg}$) (в %-экв). Исходя из номера воды, можно получить ее состав в процент-эквивалентах, а при дополнении номера величинной минерализации — и состав в мг/л и т. п.

Все рассмотренные классификации учитывают исключительно полно-солевой состав воды, оставляя в стороне растворенные газы. Определение газового состава вод не стало обязательной частью химического анализа вод, поэтому данных по газовому составу несравненно меньше, чем по ионно-солевому. Кроме того, различия в условиях отбора и дегазации проб воды затрудняют сопоставление результатов газового анализа. Все это, к сожалению, затрудняет и ограничивает использование газового состава вод для классификации последних. Между тем значение состава растворенных газов особенно важно для гидрогеологии газовых месторождений. Первым, кто предложил классифицировать воды по их газовому составу, был В. И. Вернадский.

Из классификаций, в которых основное значение придается газовому составу, но учитывается также и ионно-солевой состав вод, известна классификация Гуревича и Толстихина. В этой классификации воды разделяются сначала на отряды по содержанию газов (в % от веса воды), затем на подотряды по общей минерализации (% вес.), далее на надсемейства по преобладающим компонентам растворенных газов (в % объем.), еще далее на семейства и подсемейства соответственно по преобладающим анионам и катионам с детализацией по следующим за ними по содержанию анионам и катионам (в %-экв). Наконец, выделяются еще род и подрод вод соответственно по повышенным концентрациям характерных газов и ионов, обычно мало распространенных или присутствующих в незначительных количествах, т. е. микрокомпонентов (например, сероводород, гелий, йод, железо и т. п.).

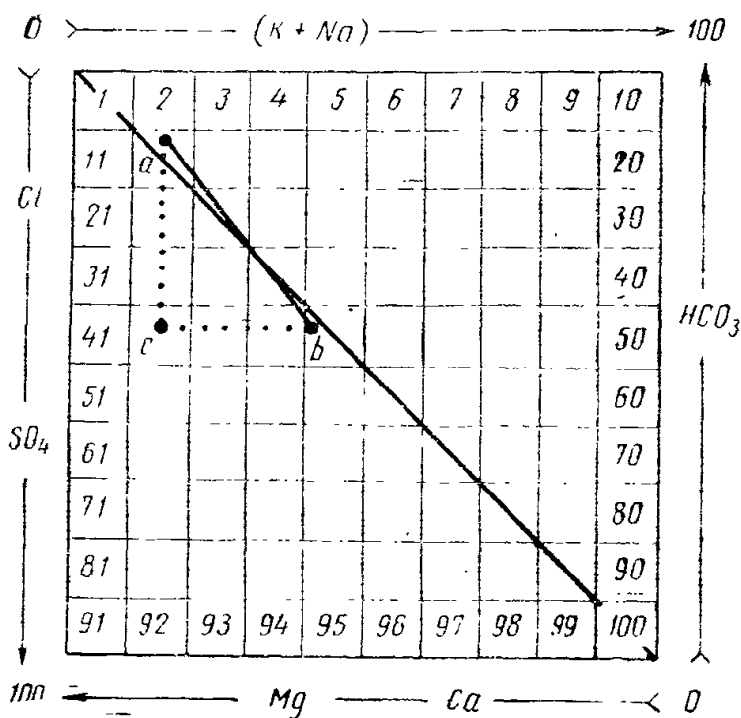


Рис. 9. Нумерация природных вод по ионному составу (по Н. И. Толстихину).

§ 8. Распространение в природе вод различного состава и подземная гидрохимическая зональность

Выше уже говорилось, что различным природным обстановкам в определенной мере присущ специфический состав вод. Для изучения процессов формирования подземных вод знание состава вод

гидросферы и атмосферы совершенно необходимо. В табл. 6 приведены данные о химическом (ионном) составе некоторых наиболее характерных представителей природных вод.

Таблица 6

Вода	Общая минерализация, г/л	Содержание, %-экв						$\frac{r \text{ Na}}{r \text{ Cl}}$
		Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Na ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	
Океан	35,0	45,4	4,7	0,2	39,3	9,0	1,7	0,87
Черное море	18,0	45,4	4,5	0,4	39,2	8,8	2,0	0,87
Аральское море	10,0	30,1	19,1	0,8	28,6	13,6	6,8	0,95
Сакское озеро	111,3	45,6	4,2	0,2	36,6	11,6	1,8	0,80
Кара-Богаз-Гол	280,8	40,2	9,8	—	33,7	16,1	0,2	0,83
Атмосферные осадки на северо-западе Европейской части СССР (средние) . . .								
Река Нева	0,03	13,0	12,0	25,0	14,0	15,0	21,0	1,08
Река Волга (г. Вольск)	0,05	8,5	6,9	34,6	11,6	7,6	30,8	1,35
Озеро Байкал (глубина 1000 м)	0,46	4,4	18,4	27,2	3,9	14,4	31,7	0,80
Средний состав рек мира	0,09	2,7	4,1	43,2	6,9	13,9	29,2	2,55
Средний состав рек мира	—	5,0	7,9	36,6	9,0	8,8	32,2	1,79
Москва (известняки, С ₂)	0,4	1,0	2,2	27,0	2,0	22,0	26,0	2,00
Эссентуки № 17 (Pg)	11,8	19,5	—	30,5	45,5	0,5	4,0	2,33
Мацеста (J ₃)	26	48,5	0,5	1,0	39,5	3,5	7,0	0,86
Ромашкино (D ₃)	140,6	50	—	—	32,2	3,3	14,5	0,64
Северо-Ставропольское газовое месторождение (Pg)	35,8	49,8	—	0,2	47,4	0,4	2,2	0,93
Балыхта Иркутской обл. (С _т)	~600	49,8*	0,1	0,1	4,8**	6,2	39,0	0,10

* В том числе Br⁻—0,4.

** В том числе K⁺—2,5.

Воды океана образуют самое большое однородное по составу скопление воды на Земле. Состав океанической воды имеет особенно большое геохимическое значение также и потому, что почти все остальные известные природные воды находятся в генетической связи с ней. Последнее относится также к атмосферным и речным водам (возникающим в ходе естественной дистилляции океанической воды и дальнейшего обогащения дистиллята растворенными веществами), состав которых может быть исходным для части подземных вод.

Химический состав подземных вод различается и закономерно изменяется по площади развития отдельных водоносных горизонтов и по разрезу. Это явление называется гидрохимической зональностью.

Выделение гидрохимических зон производится по-разному: по минерализации, по типу ионно-солевого состава, по газовому составу вод.

Н. И. Толстихин, М. С. Гуревич и И. К. Зайцев в основу выделения гидрохимических зон кладут общую минерализацию вод. Под гидрохимической зоной они понимают часть бассейна подземных вод, относительно однородную по гидрохимическому строению, в пределах которой принятый за основу выделения зон гидрохимический показатель изменяется в сравнительно узких, условно устанавливаемых границах.

Согласно последней схеме Н. И. Толстихина, М. С. Гуревича и И. К. Зайцева выделяются четыре гидрохимические зоны:

зона *А* пресных вод с минерализацией менее 1 г/л;

зона *Б* солоноватых вод с минерализацией от 1 до 10 г/л;

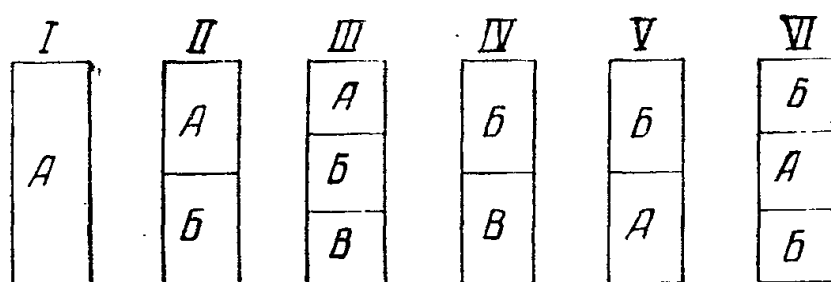


Рис. 10. Типы гидрохимических разрезов по Н. И. Толстихину.

зона *В* соленых вод с минерализацией от 10 до 50 г/л;

зона *Г* рассолов с минерализацией свыше 50 г/л.

В свою очередь перечисленные зоны делятся еще на подзоны.

Эта схема, представляющая собой развитие предыдущей схемы Н. И. Толстихина, в которой зона *Г* отсутствовала, а рассолы относились к зоне *В*, в последние годы приобрела значительную популярность.

Однако по одной только общей минерализации вод нельзя с достаточной определенностью судить о геохимических особенностях вод, а следовательно, и зон, в которых они находятся. Одинаковые величины минерализации могут быть обусловлены различными причинами. Кроме того, эти воды могут резко различаться по ионно-солевому и газовому составу. Поэтому предложены также схемы выделения гидрогеохимических зон по типу химического состава вод и другим признакам.

Положение различных гидрохимических зон в вертикальном разрезе подземного водного бассейна не всегда одинаково. Если принять простейшую схему гидрохимической зональности, предлагаемую Н. И. Толстихиным, то наиболее обычным случаем будет следующее расположение зон сверху вниз: зона *А*, зона *Б*, зона *В*. Однако это только один из типов гидрохимического разреза.

Н. И. Толстихин в свое время выделил несколько типов гидрохимического разреза. Схема этих типов изображена на рис. 10.

Первый тип разреза однозональный (I), наблюдается при неглубоком залегании водоупорного фундамента вблизи выходов водоносных пластов. Второй тип двухзональный (II), намечается далее в глубь бассейна. Третий тип трехзональный (III) — полный нормальный гидрохимический разрез — наблюдается обычно на достаточном расстоянии от периферии бассейна. Примеры этих трех типов гидрохимических разрезов Н. И. Толстихин находит в пределах Западно-Сибирского мезо-кайнозойского бассейна.

Четвертый тип разреза (IV), начинающийся солоноватыми водами, встречается в сухих климатических областях (например, в Казахстане). Следующие типы представляют разрезы аномального характера (V и VI), в которых минерализация и метаморфизация вод в некоторых интервалах с глубиной уменьшаются. Эти явления называются

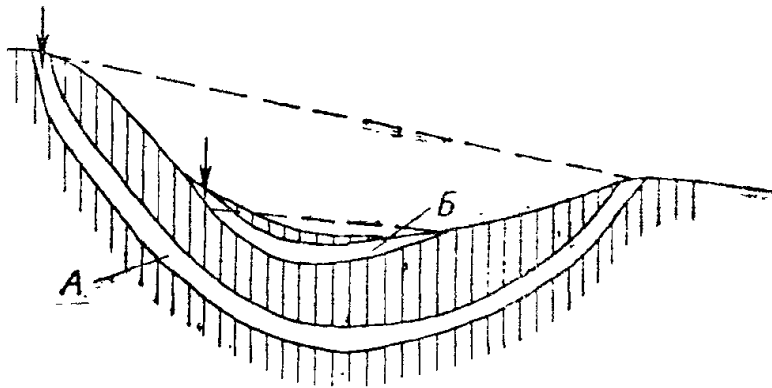


Рис. 11. Схема возникновения гидрохимической инверсии в разрезе.

гидрохимической инверсией. а сами разрезы — инверсионными.

Гидрохимические разрезы инверсионных типов характерны для межгорных и предгорных бассейнов. Особенно развиты эти явления при аридном (или приближающемся к аридному) климате; нижние комплексы выходят на поверхность в достаточно увлажненной, часто с ледниками, высокогорной зоне.

Схема образования инверсионного гидрохимического разреза предгорного бассейна представлена на рис. 11.

Шестой тип разреза Н. И. Толстихин отмечает в Ташкентском бассейне, где на больших глубинах встречены подвижные слабоминерализованные горячие воды.

Большую роль в образовании гидрохимических инверсий часто играют также различия в проницаемости пород. В качестве примера инверсионного гидрохимического разреза, где основную роль в образовании инверсии играет различие в коллекторских свойствах пород, можно указать на Сунженский миоценовый бассейн в области передовых хребтов северо-восточного Кавказа. Там воды сармата отличаются гораздо большими минерализацией и метаморфизацией, чем воды карагана. Это объясняется резким различием коллекторских свойств данных отложений: проницаемость маломощных песчаников сармата в несколько сот раз меньше проницаемости караганских песчаников.

Глава III

ДВИЖЕНИЕ ПОДЗЕМНЫХ ВОД И РАССОЛОВ

В этой главе в элементарной форме излагаются лишь некоторые данные для изучения природного движения подземных вод.

Практически все подземные воды и рассолы так или иначе движутся. По своему характеру движение подземных вод и рассолов может быть весьма разнообразным.

§ 1. Важнейшие виды движения подземных вод и рассолов

Подразделение различных видов движения подземных вод и рассолов можно проводить по нескольким признакам. Так, с точки зрения гидромеханики, следует в первую очередь различать турбулентное и ламинарное движения.

Турбулентное движение наблюдается сравнительно редко, оно характерно лишь для карстовых вод. При турбулентном движении отмечаются наибольшие скорости подземных вод. В тех случаях, когда имеются настоящие подземные реки (в карстовых зонах), характер и скорости движения подземных вод могут практически не отличаться от характера и скоростей движения поверхностных (речных) вод. Но это относительно редкое явление и для гидрогеологии нефтяных и газовых месторождений оно не представляет интереса.

Основным видом движения свободных подземных вод является ламинарная фильтрация, подчиняющаяся закону Дарси¹.

Для адсорбированных и адсорбированных вод характерно пленочное движение. Пленочное движение происходит при неравномерной толщине слоя (пленки) связанных вод на поверхности минеральных частиц породы и при неравномерной общей водонасыщенности породы. Оно направлено в сторону участков с меньшей толщиной слоя связанных вод.

Поскольку, как говорилось выше, свободные подземные воды всегда представляют собой растворы, неоднородные по составу,

¹ Отклонение от закона Дарси не всегда связано с нарушением ламинарности потока.

то рассматривая их движение, необходимо иметь в виду движение физически и химически неоднородных жидкостей и растворенных в них веществ. Вопросы, связанные с влиянием физико-химических факторов на движение жидкостей, изучаются ф и з и к о - х и м и - ч е с к о й г и д р о д и н а м и к о й.

С точки зрения физико-химической гидродинамики следует различать следующие главнейшие виды движения подземных растворов:

1) вынужденная конвекция (фильтрация), происходящая под действием градиента давлений, внешнего по отношению к жидкости;

2) естественная конвекция (фильтрация), идущая под влиянием различия (градиента) плотности внутри жидкости;

3) молекулярная диффузия растворенных веществ под влиянием градиента их концентраций внутри раствора.

Отмеченные формы движения могут происходить и совместно, например, в виде конвективной диффузии и т. п.

Процесс вынужденной конвекции (фильтрации) представляет наибольший интерес для гидрогеологии и изучен полнее; поэтому ему уделено главное внимание.

§ 2. Элементы фильтрационного потока

Фильтрационным потоком называется условный поток жидкости через пористую среду (породу). Хотя реальный поток идет только по открытым (сообщающимся) порам и трещинам, условно допускается, что фильтрационный поток идет через всю породу.

К элементам фильтрационного потока относятся пьезометрический напор, напорный градиент, линии равных напоров, линии тока, скорость фильтрации и расход потока.

Для простейших условий прямолинейно-параллельного потока линейный закон фильтрации (закон Дарси) имеет вид:

$$Q = KF \frac{\Delta H}{\Delta l}, \quad (\text{III.1})$$

где Q — расход потока;

K — коэффициент фильтрации, величина которого зависит от свойств фильтрующей среды (породы) и фильтрующейся жидкости;

F — площадь поперечного сечения фильтрующей среды;

ΔH — перепад напоров;

Δl — длина участка фильтрационного потока.

Н а п о р (пьезометрический напор) подземных вод определяется следующим образом:

$$H = \frac{p}{\rho} + z, \quad (\text{III.2})$$

где p — гидростатическое давление в данной точке потока¹;

ρ — плотность;

¹ В общем случае правильнее говорить о гидродинамическом давлении.

z — высота данной точки потока над выбранной плоскостью сравнения.

Отношение p/ρ или h_p , называется пьезометрической высотой; это высота, на которую должна подняться вода над данной точкой потока под влиянием гидростатического давления p в данной точке. В случае грунтового потока величина p/ρ равна глубине погружения данной точки от зеркала грунтовых вод, а в случае напорных вод — глубине погружения от пьезометрической поверхности (рис. 12).

Гидравлический уклон (напорный градиент) — величина падения напора на единицу длины по направлению фильтрации. В формуле Дарси гидравлический уклон представлен выражением $\Delta H/\Delta l$.

Гидравлический уклон обозначается также через i . Подставляя это обозначение, формулу Дарси можно записать таким образом:

$$Q = KFi. \quad (\text{III.3})$$

Напоры в пределах потока распределены в соответствии с положением пьезометрической поверхности. Поверхности, обладающие во всех точках равными напорами (следовательно, секущие пьезометрическую поверхность), называются поверхностями равных напоров. Следы сечения этих поверхностей кровлей водоносного пласта — линии равных напоров. Проекция этих последних на горизонтальную плоскость — гидроизопьезы (для грунтовых вод — гидроизогипсы).

Линии токов пересекают поверхности равных напоров под прямым углом. Система линий равных напоров и перпендикулярных к ним линий тока S образует гидродинамическую сетку (рис. 13).

Скорость фильтрации можно получить, разделив величину расхода потока на площадь поперечного сечения фильтрующей среды:

$$v = Ki. \quad (\text{III.4})$$

Следовательно, скорость фильтрации равна произведению коэффициента фильтрации на гидравлический уклон.

Коэффициент фильтрации прямо пропорционален проницаемости фильтрующей среды и обратно пропорционален вязкости

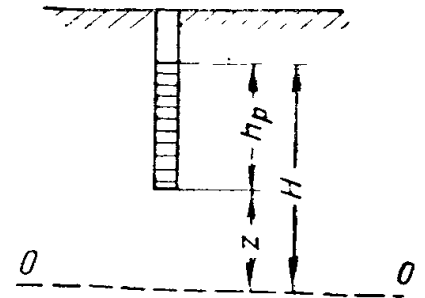


Рис. 12. Схема пьезометрического напора подземных вод (по А. И. Силину-Бекчурину).

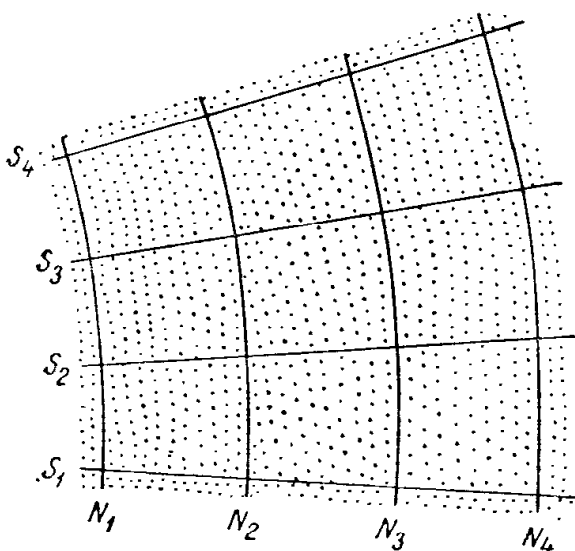


Рис. 13. Гидродинамическая сетка.

фильтрующейся жидкости. Обозначая проницаемость через k , а вязкость через μ , можно закон Дарси выразить следующим образом:

$$v = \frac{k\rho}{\mu} i. \quad (\text{III.5})$$

Для гидрогеологии (особенно гидрогеологии нефтяных и газовых месторождений) значительный интерес представляет вопрос о нижнем пределе применимости закона Дарси, т. е. о минимальных величинах проницаемости среды, гидравлического уклона и скорости фильтрации, при которых движение жидкости подчиняется закону Дарси. В последнее время высказываются мнения о том, что при очень низких величинах гидравлических уклонов, наблюдаемых для глубоко залегающих водоносных (в том числе нефтегазоводоносных) коллекторов, закон Дарси не соблюдается. Особенно широко такие взгляды развиты в работах А. Е. Гуревича. В связи с этим надо напомнить, что одним из классиков гидрогеологии О. Мейнцером еще в тридцатых годах нашего века было показано, что закон Дарси соблюдается при градиентах давления порядка $0,0000n$ ($n \cdot 10^{-5}$), а такие градиенты близки к минимальным, зафиксированным в коллекторах нефтегазовых бассейнов подземных вод. Недавно экспериментальными исследованиями И. Е. Фоменко, проведенными под руководством В. Н. Щелкачева, доказано, что фильтрация воды (и пресной и соленой) происходит без нарушения закона Дарси в песчаниках с проницаемостью от 5 миллидарси и выше при градиентах давления $n \cdot 10^{-4}$ и скорости фильтрации $n \cdot 10^{-9}$ см/с (т. е. $n \cdot 10^{-3}$ см/год). Надо сказать, что минимальные скорости фильтрации, наблюдавшиеся в коллекторах в природных условиях, превосходили эти величины на один-два порядка.

Таким образом, при минимальных градиентах давлений и скоростях фильтрации, известных для нефтегазоводоносных коллекторов и в условиях крайне низкой проницаемости среды, закон Дарси соблюдается¹.

§ 3. Особенности движения минеральных вод и рассолов. Приведенные давления

Среди подземных вод есть как пресные воды, так и минеральные воды и рассолы. И пресные, и минеральные воды, и рассолы могут находиться в пределах одного водоносного пласта, одного фильтрационного потока. Таким образом, фильтрующаяся жидкость в пределах одного фильтрационного потока может быть неоднородной по составу и свойствам. Величинами, характеризующими фильтрующуюся жидкость, в линейном законе фильтрации служат плотность и вязкость (III.5). Из формулы (III.5) следует, что скорость фильтрации обратно пропорциональна вязкости жидкости. Между тем известно, что вязкость природных вод и рассолов прямо пропорциональна их минерализации. Поэтому скорость фильтрации минеральных вод и рассолов при прочих равных условиях меньше скорости фильтрации пресных вод. Например, по данным А. И. Силина-Бекчурина скорость фильтрации пресных вод при температуре 20° С больше скорости фильтрации палеозойских рассолов Урало-Волжского нефтегазового бассейна в 1,58 раза. При более высоких температурах эта разница будет уменьшаться. При температурах 100—150° С соотношения должны быть уже совершенно иными.

Неоднородность свойств жидкости в пределах фильтрационного

¹ Ссылки А. Е. Гуревича на материалы по фильтрации в глинах и других неколекторских средах прямого отношения к вопросу не имеют.

потока необходимо учитывать также при определении напора и напорного градиента. Величины напора и пьезометрической высоты зависят от плотности жидкости (III.2).

Если иметь дело только с пресными водами с плотностью, равной единице, то можно принимать пьезометрические высоты равными численно гидростатическим давлениям и непосредственно по статическим уровням в скважинах строить карты гидроизобез, определять гидравлический уклон и т. п.

Но для минеральных вод и рассолов с плотностью, выше единицы, и к тому же различной в разных точках пласта (что характерно для гидрогеологии нефтяных и газовых месторождений) положение совершенно другое. В этом случае непосредственно по статическим уровням, замеряемым в скважинах, нельзя определить гидравлический уклон и направление потока, так как величины этих уровней зависят также и от плотности жидкостей.

Для исключения влияния неоднородности жидкостей определяют приведенный напор и приведенное давление. Известно несколько методов расчета приведенных давлений.

По И. Я. Ермилову минеральные воды и рассолы пересчитываются на пресные воды и приводятся к общей плоскости сравнения.

Расчет ведется по формуле

$$p_{\text{пр}} = (h + z) \rho, \quad (\text{III.6})$$

где $p_{\text{пр}}$ — приведенное давление;

h — статический уровень воды в скважине;

ρ — плотность воды в скважине;

z — высота забоя скважины над выбранной плоскостью сравнения.

Эта простейшая методика пригодна лишь для тех случаев, когда воды незначительно отличаются по величинам минерализации и плотности. При других условиях использование ее приводит к сильному искажению действительных соотношений напоров.

По А. И. Силину-Бекчурину минеральные воды и рассолы пересчитываются на воды условной плотности в зависимости от положения забоя скважины по отношению к выбранной плоскости сравнения и от плотности воды на этой плоскости. В основе метода А. И. Силина-Бекчурина лежит функциональная зависимость плотности подземных вод от глубины залегания.

Приведенное давление по А. И. Силину-Бекчурину выражается как функция глубины следующим образом:

$$p_{\text{пр}} = p_i + \int_a^i \rho_z dz. \quad (\text{III.7})$$

В этом уравнении p_i — известное гидростатическое давление на любой из плоскостей, проведенных вдоль по потоку; $\int_a^i \rho_z dz$ — статическое давление столба жидкости между плоскостями a и i .

Формула (III.7) применима лишь в условиях детальной гидрохимической изученности разреза и практически не используется.

Для приближенного расчета приведенного давления А. И. Силиным-Бекчуриним предложена следующая формула:

$$p_{\text{пр}} = h\rho_1 + \frac{\rho_1 + \rho_2}{2} z, \quad (\text{III.8})$$

где h — статический уровень в скважине;

ρ_1 — плотность воды в скважине;

ρ_2 — плотность воды на выбранной плоскости сравнения;

z — высота забоя скважины над плоскостью сравнения.

Эта формула выведена для условия прямолинейного изменения плотности с глубиной. При обычных условиях она дает ошибку в несколько процентов.

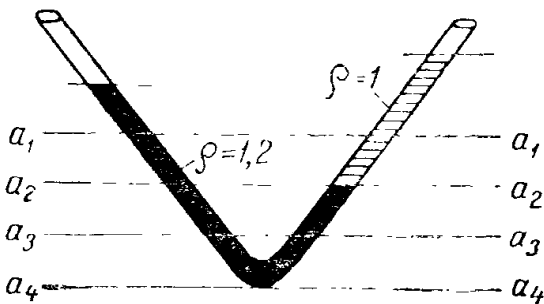


Рис. 14. Схема, иллюстрирующая выбор плоскости сравнения напорных соленых и пресных вод в прогнутом пласте (по А. И. Силину-Бекчурину).

Важное значение имеет выбор плоскости сравнения. Правильно выбранная плоскость сравнения должна отвечать следующему условию: во всех точках пересечения плоскости сравнения с водоносным пластом гидростатические давления одинаковы. Этому условию удовлетворяют только те плоскости, на которых плотность жидкости в пласте одинакова во всех точках, а в общем случае — лишь те, на которых плотность жидкости максимальна (a_3 и a_4 на рис. 14).

Как следует из сказанного, правильный выбор плоскости сравнения представляет значительные трудности. Требуются такие данные, которых часто еще нет. Поэтому на практике плоскость сравнения иногда выбирают на глубине, где в данный момент известна максимальная плотность в пределах изучаемого пласта. В малоизученных районах такая практика может приводить к существенным ошибкам, особенно если напорные градиенты невелики. Известны случаи, когда различными путями для одного и того же участка одного и того же пласта были получены гидравлические уклоны (незначительные по абсолютной величине), направленные в противоположные стороны.

Формула (III.8) получила значительное распространение и в последнее время служит основной формулой для расчетов приведенных давлений. Там, где гидравлические уклоны относительно велики (в межгорных и предгорных областях), при правильном выборе плоскости сравнения эта формула дает в общем достаточно точные результаты; ошибка 2—4% при таких условиях не имеет существенного значения.

Указывая на значительные ошибки, возникающие вследствие условности выбора плоскости сравнения, И. К. Зерчанинов (1960)

предложил метод попарного последовательного сопоставления напоров скважин по выбранным профилям. В основе метода лежит уравнение

$$p'_{\text{пр}} = \left(h_1 \rho_1 + z' \frac{\rho_1 + \rho_2}{2} \right) - h_2 \rho_2, \quad (\text{III.9})$$

где $p'_{\text{пр}}$ — разница приведенных давлений в сравниваемых скважинах,

h_1 и ρ_1 — статический уровень и плотность воды в первой (по выбранному профилю) скважине;

h_2 и ρ_2 — то же во второй (следующей по выбранному профилю) скважине;

z' — разница глубин вскрытия пласта в двух скважинах.

Как можно заметить, данный метод основан на формуле А. И. Силина-Бекчурина (III.8), но отличается отказом от общей плоскости сравнения.

Уточненный способ расчета приведенных давлений предложен В. В. Ягодиным. По этому способу приведенное давление рассчитывается на основе эмпирических кривых изменения плотности вод в зависимости от глубины, характерных для данного конкретного района. Таким образом, представляется возможность избавиться от ошибок, связанных с допущением прямолинейной зависимости плотности от глубины.

Расчет приведенного давления по В. В. Ягодину ведется по формуле

$$p_{\text{пр}} = h\rho + \int_{H_1}^{H_2} \left(\frac{h}{a} \right)^{1/n} dh \quad (\text{III.10})$$

или с решением интеграла

$$p_{\text{пр}} = h\rho + \frac{1}{a^{1/n}} \frac{1}{\frac{1}{n} + 1} (H_2^{1/n+1} - H_1^{1/n+1}). \quad (\text{III.11})$$

В формулах (III.10) и (III.11) $p_{\text{пр}}$ — приведенное давление; величины H_1 , H_2 , h показаны на рис. 15; a и n — коэффициенты логарифмического уравнения эмпирической кривой изменения плотности с глубиной — $H = a\rho^n$. Коэффициенты a и n находят путем решения двух уравнений, составленных по двум произвольно выбранным точкам на кривой, предварительно убедившись в правильности подобранной функции построением после логарифмирования линейной зависимости H от ρ^1 .

¹ По предложению Г. П. Якобсона и Ю. М. Качалова (1965) проводится вычисление корреляционного уравнения.

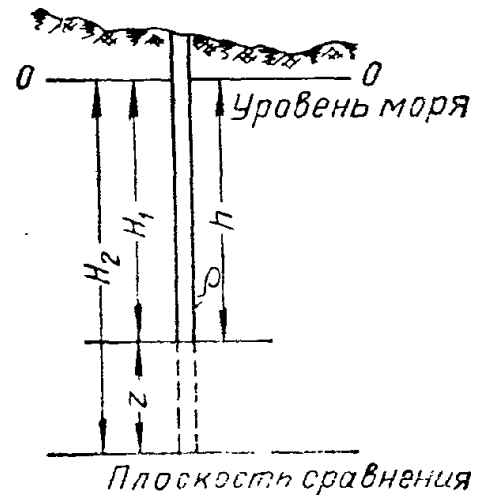


Рис. 15. Схематическое изображение приведения напоров к плоскости сравнения (по В. В. Ягодину).

Преимуществом формулы В. В. Ягодина перед формулой А. И. Силина-Бекчурина является замена выражения $\frac{\rho_1 + \rho_2}{2} z$, отве-

чающего линейному закону, выражением $\int_{h_1}^{h_2} \left(\frac{h}{a}\right)^{1/n} dh$, отвечающим

логарифмическому закону изменения плотности подземных вод и рассолов с глубиной, что гораздо ближе к природным условиям.

На рис. 16 показана составленная В. В. Ягодиным эмпирическая кривая изменения плотности подземных вод в зависимости от глубины

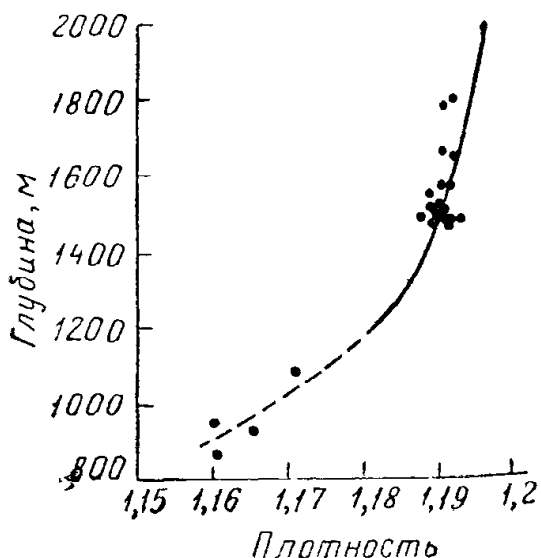


Рис. 16. Изменение плотности подземных вод в зависимости от глубины залегания водоносного горизонта в районе Татарского свода (по В. В. Ягодину).

залегания для района Татарского свода. Как видно, она частично (на верхнем отрезке) близка к прямой, частично (на нижнем отрезке) значительно отклоняется от прямой; для нижнего отрезка может быть легко подобрана логарифмическая функция.

Метод В. В. Ягодина можно использовать при детальных исследованиях в хорошо изученных районах. Только при таких условиях можно с достаточной точностью выяснить характер изменения плотности подземных вод и рассолов с глубиной, а также правильно выбрать плоскость сравнения.

Определение приведенных давлений в некоторых случаях осложняется еще тем обстоятельством, что плотность вод уменьшается

с ростом температуры. Поэтому плотность воды, определенная в условиях земной поверхности, может отличаться от плотности той же воды в пластовых условиях. На необходимость учета температуры пласта при определении приведенных напоров указал Н. М. Кругликов. Влияние температуры особенно существенно там, где при высоких ее значениях (100°C и выше) воды имеют сравнительно низкую минерализацию. В настоящее время, когда скважинами вскрываются пласты на очень больших глубинах, учет температур становится необходимым.

Температурные поправки при расчетах приведенных давлений предложены М. В. Мирошниковым. Вычисляются они следующим образом:

$$\rho_t = \rho_{t_0} + \frac{A(t_0 - t)}{1000}, \quad (\text{III.12})$$

где ρ_t — плотность воды при температуре t ;

ρ_{t_0} — плотность воды при температуре t_0 ;

A — температурный коэффициент плотности при 20°C .

Э. И. Нойманн и В. А. Кудряков (1965) разработали некоторые общие критерии выбора рациональной методики подсчета приведенных напоров подземных вод. Они предложили считать какой-либо метод применимым в том случае, если величина расчетной ошибки (в определении приведенного напора) при данной методике меньше ошибки измерения, зависящей от неточных замеров статических уровней и плотностей вод. Величину же расчетной ошибки следует определять путем сопоставления поправок приведения напоров, полученных по данной (оцениваемой) методике и по наиболее точной методике, учитывающей реальный закон изменения плотности вод с глубиной (практически это будет методика В. В. Ягодина). Например, для упрощенной формулы А. И. Силина-Бекчурина (III.8) величина расчетной ошибки $\Delta H'$ будет определяться выражением

$$\Delta H' = \int \rho_z dz - z \frac{\rho_1 + \rho_2}{2} \quad (\text{III.13})$$

§ 4. Определение направления, скорости и расхода подземных потоков

Знание направлений, скоростей и расходов природных подземных потоков нужно для целей нефтегазопоисковой и нефтегазопромысловой гидрогеологии, эксплуатационной разведки подземных вод и рассолов, инженерной гидрогеологии и др.

Определение направлений и скоростей движения подземных вод непосредственно полевыми наблюдениями возможно лишь для грунтовых и карстовых потоков, редко — для напорных вод. Для прямого определения направления и скорости движения подземных вод используют индикаторы, загружаемые в специальные загрузочные скважины и затем фиксируемые в соседних наблюдательных скважинах. В качестве индикаторов применяют красители (фуксин, флюоресцин и др.), электролиты (например, нашатырь), меченые атомы (радиоактивные изотопы).

Прямое определение направления и скорости подземных потоков возможно при относительно большой скорости движения вод. Скорости движения некоторых грунтовых вод, например, так называемых подрусловых потоков, движущихся в аллювии под дном рек параллельно последним, могут достигать нескольких километров в сутки. Напорные воды (как, впрочем, и большинство грунтовых) никогда не имеют столь высоких скоростей движения. Максимальные их скорости, по-видимому, не превышают нескольких километров в год. Для нефтегазоносных пластов следует считать очень высокими даже величины, в 100 раз меньшие.

Важнейшими способами определения направлений, скоростей и расходов подземных потоков служат расчетные.

Определение направления и скорости движения грунтовых вод производится по картам гидроизогипс, напорных вод — по картам гидроизопьез.

Основным исходным фактическим материалом для определения направления и скорости движения напорных вод служат замеренные в скважинах статические уровни вод. Параллельно определяются плотности и температуры этих вод.

Если невозможно получить надежные данные о статических уровнях, иногда пользуются величинами пластовых давлений, замеренными манометрами. Однако эти данные в общем случае недостаточно точны и использование их допустимо лишь при предварительном ориентировочном определении направления подземного потока.

Располагая данными по статическим уровням и плотностям жидкостей, описанными выше методами (III.7, III.8, III.9 и др.) получают величины приведенных давлений; при наличии термальных вод желательно введение температурных поправок (III.12). По вычисленным величинам приведенных давлений строят карты гидроизопьез (гидроизобар).

На карте гидроизопьез (гидроизобар) намечают положение линий тока, т. е. определяют направление движения подземных вод. Затем определяют гидравлический уклон. Если величина гидравлического уклона меняется по направлению потока в пределах участка, характеризуемого картой, вычисляют среднюю величину гидравлического уклона (обычно $n \cdot 10^{-2} - n \cdot 10^{-4}$) или разбивают поток на участки, для которых дальнейшие расчеты ведут отдельно.

Зная величину гидравлического уклона, а также величины вязкости жидкости и проницаемости коллектора (по данным лабораторных определений и соответствующим расчетам), подсчитывают скорость фильтрации по формуле (III.5).

Однако скорость фильтрации не равна действительной скорости движения жидкости, она характеризует лишь фильтрационный поток (см. выше). Средняя действительная скорость движения жидкости по порам и трещинам в породах u равна частному от деления скорости фильтрации v на коэффициент эффективной пористости m (отношение объема сообщающихся пор ко всему объему породы)

$$u = \frac{v}{m}. \quad (\text{III.14})$$

Таким образом, для знания действительной скорости подземного потока необходимы еще данные лабораторных определений пористости коллекторских пород (берутся средние).

Наконец, расход подземного потока рассчитывается по формуле

$$Q = muF, \quad (\text{III.15})$$

где u — средняя действительная скорость потока;

F — площадь поперечного сечения фильтрующих пород (живое сечение потока).

При определении расхода потока можно брать скорость фильтрации (что чаще и делается). Сечение выбирают вкрест на-

правления потока (створ) и площадь этого сечения подсчитывают исходя из данных по эффективной мощности пласта (т. е. суммарной мощности входящих в его состав водопроницаемых пропластков).

§ 5. О концентрационной естественной конвекции и диффузии в подземных водах и рассолах

К о н ц е н т р а ц и о н н а я е с т е с т в е н н а я к о н в е к ц и я происходит под влиянием градиента плотности внутри жидкости, в свою очередь обусловленного градиентом концентраций растворенных ионов и солей. Такая конвекция может возникать, когда плотность растворов возрастает снизу вверх, т. е. когда воды или рассолы с большей минерализацией находятся над менее минерализованными.

Экспериментальное изучение этого вида движения подземных вод и рассолов проводилось М. Г. Валяшко с сотрудниками. Эти эксперименты следует считать лишь первым шагом изучения концентрационной конвекции.

Теоретически концентрационная конвекция в подземных водах и рассолах в сущности еще не исследована. Можно указать лишь работу Н. К. Гиринского. Поскольку этот вид движения является механическим перемещением в пористой среде, т. е. фильтрацией, то он должен описываться законами, аналогичными уравнениям фильтрации, с той разницей, что градиенты давлений при естественной конвекции обусловлены различиями плотностей жидкостей.

Очевидно, что проявление естественной конвекции в «чистом» виде возможно лишь при полном отсутствии «обычной» фильтрации (вынужденной конвекции). По-видимому, направления этих двух видов движения не должны совпадать. В реальных условиях следует ожидать совместное проявление и наложение этих процессов.

Д и ф ф у з и я растворенных в подземных водах веществ (ионов, солей, газов) происходит в соответствии с законом Фика, который в простейшей форме выглядит так:

$$Q = DF \frac{\Delta C}{\Delta l}, \quad (\text{III.16})$$

где Q — расход диффузионного потока;

D — коэффициент диффузии — величина, зависящая от свойств диффузионной среды и от свойств диффундирующего вещества;

F — площадь поперечного сечения потока;

ΔC — перепад концентраций диффундирующего вещества;

Δl — длина участка диффузионного потока.

Сравнивая (III.16) с (III.1), можно заметить значительное сходство законов, характеризующих фильтрацию и диффузию; принципиальное различие состоит в том, что в первом случае имеет значение напор (давление), во втором — концентрация вещества.

Для познания роли диффузии в перемещении вещества подземных растворов существенное значение имеют определения величин коэффициентов диффузии. Для ионов хлора (вещества, дающего максимальные концентрации в природных растворах) экспериментальные данные по коэффициентам диффузии в различных осадочных породах определены В. А. Приклонским, Н. А. Окниной, Н. П. Затенацкой, а для газов — П. Л. Антоновым и др. Полученные величины для хлора — в среднем порядке $n \cdot 10^{-5}$ — $n \cdot 10^{-6}$ см²/с, на два-три порядка ниже (в плотных породах) значения коэффициентов диффузии метана. Оценка этих данных с точки зрения их соответствия природным условиям вызывает затруднения. Возникают сомнения, сохраняют ли отобранные образцы свойства, присущие им в естественном залегании¹.

Исходя из полученных экспериментальных величин коэффициентов диффузии, можно подсчитать, что за 1 млн. лет ионы хлора в плотных (проницаемых) породах продвинулись путем диффузии всего на несколько километров (А. В. Копелиович), т. е. скорости диффузии ионов молекул в условиях глубоко залегающих осадочных пород весьма незначительны.

¹ Такие сомнения подтверждаются новейшими данными Ю. И. Стклянина и его сотрудников, которые указывают на несколько порядков меньшие величины диффузионной проницаемости плотных пород.

Глава IV

ФОРМИРОВАНИЕ ПОДЗЕМНЫХ ВОД И РАССОЛОВ

Проблема формирования подземных вод и рассолов является центральной в теоретической гидрогеологии и очень сложной. Она включает вопросы происхождения подземных молекул воды и вопросы формирования состава растворенных в подземных водах веществ — ионов, солей, газов. Эти две группы вопросов тесно связаны, но в известной мере имеют и самостоятельное значение. Растворитель (вода) и растворенные вещества (ионы, соли, газы) могут иметь различную историю.

Из новейших работ, обобщающих многочисленные исследования в этой области, можно указать монографии А. Е. Ходькова и Г. Ю. Валукониса (1968), Е. В. Посохова (1969), а также работу Э. Дегенса и Дж. Чилингара (1971).

§ 1. Пути образования подземных вод

Подземные воды образуются как за счет возникновения молекул воды под землей, т. е. внутри твердой части планеты, так и в результате поступления вод в горные породы из внешних геосфер — гидросферы и атмосферы. В первом случае подземные воды эндогенные, во втором — экзогенные.

Э н д о г е н н ы е подземные воды образуются в горных породах и магматических очагах за счет различных химических реакций. Среди эндогенных вод можно различать воды, образовавшиеся в пределах: а) литосферы, б) магматических очагов и подкоровых зон (проникшие в литосферу вместе с магмой или другим путем).

Э к з о г е н н ы е подземные воды попадают в осадочные горные породы либо при процессах седиментации, либо когда они уже сформировались. В первом случае воды называются обычно седиментационными, во втором инфильтрационными. Однако эти два последних термина недостаточно точны. Строго говоря, седиментационными можно называть воды только в свежееобразовавшихся осадках (иногда такие воды называют также иловыми). Если же отложения древние, например палеозойские, и в них сохранились (конечно, в измененном виде) те воды, которые были захвачены этими

отложениями при седиментации из водоема, то такие воды называть седиментационными неправильно. Для вод, развившихся из первичных вод седиментации, следует применять термин воды седиментационного генезиса, или *седиментогенные*. Сходные рассуждения должны привести к замене термина инфильтрационные воды термином *инфильтрогенные*.

Различия между седиментогенными и инфильтрогенными водами коренятся в разных путях попадания вод в горные породы, но не вполне определяют источник появления самих вод. Седиментация может происходить в морях с составом вод, характерным для океана (т. е. средним составом гидросферы), и в пресных водоемах. Инфильтрация может идти непосредственно из атмосферы (всачивание дождевой воды и т. п.) и в субаквальных условиях — в коренных породах, обнажающихся на дне моря. Между тем различие соленой воды океана, с одной стороны, и пресных вод атмосферы, рек и большинства озер, с другой — имеет принципиальное значение в геохимии и гидрогеологии. Эти две категории вод имеют совершенно разный состав, генезис и режим. Воды пресных водоемов суши тесно связаны с водами атмосферы, имеют явное атмосферное (метеорное) происхождение, довольно быстро обновляются за счет метеорных вод. Масса же вод океана, хотя и участвует в водообмене с атмосферой, устойчиво сохраняется на протяжении очень длительного времени.

В силу всего сказанного разделение экзогенных подземных вод по источнику их происхождения очень важно. Необходимость такого деления на две главные категории с геохимических позиций была обоснована недавно Э. Дегенсом (1965). Наравне с делением экзогенных подземных вод на седиментогенные и инфильтрогенные следует делить их также на *талассогенные* — морского генезиса и *метеогенные* — атмосферного генезиса. Основная масса седиментогенных вод является талассогенными, а основная масса инфильтрогенных — метеогенными. Однако эти категории вследствие разных принципов их выделения не вполне совпадают.

Особое положение должны занимать в о з р о ж д е н н ы е воды. К ним главным образом относятся воды, выделяющиеся из химически связанного состояния при дегидратации минералов (дегидратационные воды). В подавляющей части эти воды выделяются из минералов осадочного происхождения — глинистых минералов, цеолитов, различных гидроксидов и т. п. Следовательно, их можно отнести к седиментогенным водам. Однако воды эти в момент выделения почти совершенно не содержат растворенных компонентов, поэтому они не могут быть причислены к талассогенным или каким-либо иным подобным водам, примыкая по этому признаку (отсутствию растворенных веществ) к эндогенным водам.

В число возрожденных вод попадают также воды конденсационного характера, прошедшие паровую фазу под действием любого вида глубинного тепла. Они могут возникать из вод любого генезиса.

В силу всего сказанного возрожденные воды должны быть

выделены в особую категорию, стоящую между экзо- и эндогенными водами, но в главной своей массе примыкающую к седиментогенным водам.

Схема генетической классификации подземных вод представлена на рис. 17¹. Следует иметь в виду, что это только схема, и она не включает всех возможных вариаций образования подземных вод в природе.

Эндогенные, седиментогенные, возрожденные и инфильтрагенные воды при движении в породах могут смешиваться различным образом и в различных пропорциях. Воды в породах могут иметь смешанное происхождение.

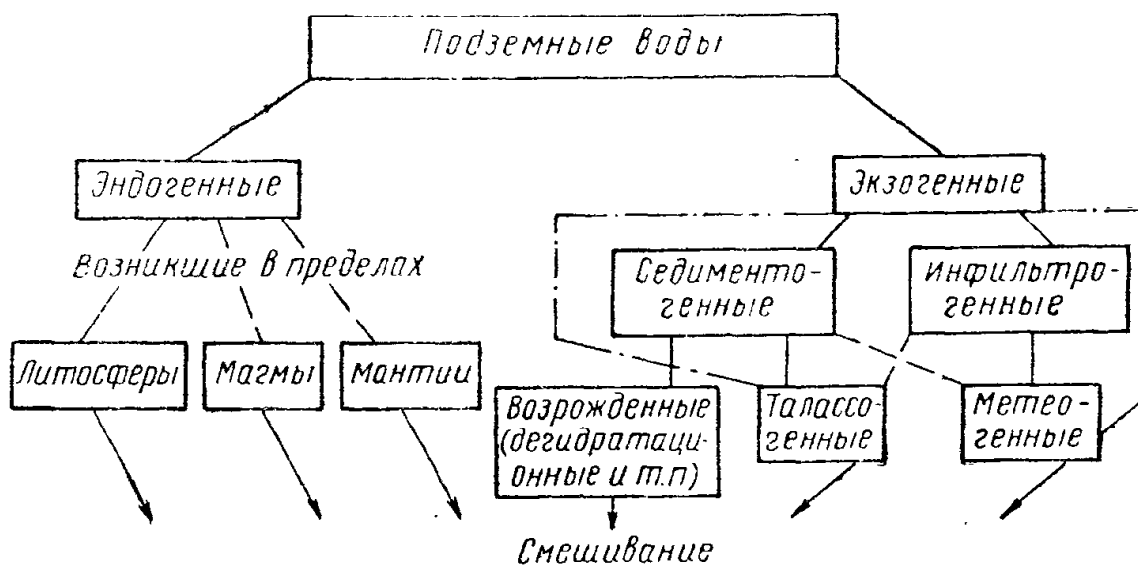


Рис. 17. Генетическая классификация подземных вод.

Выяснить происхождение воды того или иного водоносного горизонта, особенно из числа залегающих глубоко, обычно бывает нелегко, тем более что состав растворенных в воде веществ также может быть сложного происхождения и может подвергаться различным изменениям.

§ 2. Процессы формирования химического состава подземных вод и рассолов

Содержание и состав растворенных в природных водах веществ (ионов, солей, газов, коллоидов) формируются в результате взаимодействия вод с окружающей средой — породами, атмосферой, органическим миром, магмопроявлениями, а также при химических реакциях между различными компонентами и некоторых физико-химических процессах, происходящих в самих водах.

Химический состав подземных вод частично «приносится» уже «в готовом виде» из водоемов, где происходит осадконакопление (седиментационные воды), частично формируется в подземных условиях

¹ Близкая по своей сущности классификация предложена несколько ранее Д. Уайтом, Дж. Хемом и Дж. Уорингом (D. White, J. Hem, G. Waring, 1963).

в результате выщелачивания пород (инфильтрационные воды) и ряда других процессов.

Из числа процессов, формирующих и заменяющих состав веществ, растворенных в подземных водах, следует назвать выщелачивание пород, обменные реакции между водами и породами, окислительно-восстановительные реакции, гидратацию и дегидратацию минералов, фильтрационный и осмотический эффекты в растворах, диффузию ионов, солей и газов, гравитационную дифференциацию растворов.

Наибольшее значение для формирования ионно-солевого состава подземных вод имеет их взаимодействие с породами. При фильтрации вод через породы происходит выщелачивание пород — растворение ряда солей.

Экспериментальное изучение выщелачивания и промывания сильно засоленных пород пресными водами, проведенное В. В. Спенглер, показало, что после 14-кратной смены раствора в породе остается еще количество солей, достаточное для того, чтобы концентрация промывной воды была около 7 г/л (первоначальная концентрация в породах 237 г/л).

Моделирование формирования химического состава вод при инфильтрации пресных вод в засоленные породы, проведенное А. Е. Орадовской, показало, что в породах вдоль по потоку образуются три зоны: зона полного выщелачивания (пресная), зона постепенного увеличения засоленности и невыщелоченная зона. Была выведена формула

$$w = 0,15n^{-0,831}v, \quad (IV.1)$$

где w — скорость выщелачивания, т. е. скорость перемещения границ указанных зон;

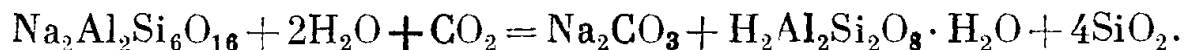
n — засоленность породы;

v — скорость фильтрации.

Частичное замедление засоления вод при инфильтрации возникает вследствие осмотических явлений.

К наиболее распространенным в породах водорастворимым солям относятся хлорид натрия, карбонат магния (главным образом в составе доломита), сульфат кальция. Карбонат кальция растворим гораздо хуже, но ввиду чрезвычайно широкого распространения этой соли в породах выщелачивание ее имеет очень большое значение.

При воздействии вод, содержащих углекислоту, происходит также разложение нерастворимых в чистой воде силикатов и алюмосиликатов, вследствие чего в водах появляются карбонаты и гидрокарбонаты натрия (также кальция и магния), например, по реакции



Помимо собственно растворения солей при выщелачивании и промывании пород пресными водами большое значение имеет диффузия ионов и солей из пород в воды. Таким путем в общий про-

цесс выщелачивания втягиваются те участки породы, через которые фильтрация пресной воды непосредственно не происходит — поры и части пор, занятые различными видами связанных вод, и т. п. Соли и ионы под действием перепада концентраций переходят в фильтрующую слабоминерализованную воду. Происходит, с одной стороны, диффузионное рассоление (диффузионное выщелачивание) пород и вод и, с другой — диффузионное засоление вод и пород.

В последних работах С. И. Смирнова роль процесса диффузионного выщелачивания как фактора формирования и преобразования химического состава подземных вод сильно преувеличивается. При этом указанный автор исходит из ряда неверных посылок и использует некоторые неправильно подобранные материалы. Так, он опирается на неверный постулат о равномерности диффузионной проницаемости осадочных толщ, заполняющих бассейны подземных вод, привлекает недостаточно надежные и завышенные данные о коэффициентах диффузии ионов и молекул в породах (см. выше, гл. III), необоснованно отбрасывает фильтрационный перенос растворенных веществ внутри рассматриваемых рассоляющихся и засоляющихся водонасыщенных комплексов и т. д. Привлекаемые С. И. Смирновым для подтверждения выдвигаемой им «диффузионной» гипотезы формирования состава подземных вод и рассолов фактические материалы и сами приемы их подбора и систематизации при ближайшем рассмотрении выглядят совершенно неубедительно.

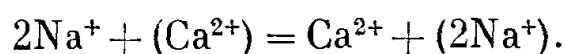
Иной характер имеют процессы катионного обмена между водами и породами. Они заключаются в том, что катионы, присутствующие в водах, замещаются катионами, либо адсорбированными отрицательно заряженными коллоидными минералами, либо входящими в состав кристаллических минералов.

Наиболее важное значение для формирования состава подземных вод имеют следующие процессы обмена катионов между водами и породами.

1. *Обмен катионами между водами и поглощающим комплексом пород (катионный обмен в узком смысле).*

Коллоидные минералы, преимущественно гидроалюмосиликаты, слагающие глины, содержат в поглощенном (адсорбированном) состоянии много катионов, в том числе натрий, кальций, магний. При взаимодействии вод и пород в зависимости от концентраций катионов в растворе и в поглощенном комплексе пород и от соотношений этих концентраций может происходить катионный обмен.

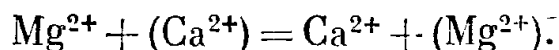
Наибольшее значение имеет обмен растворенного в водах натрия (и отчасти магния) на поглощенный кальций породы, в результате чего могут формироваться воды хлоридно-кальциевого типа (по классификации Сулина). Схематически этот процесс имеет следующий вид:



Чтобы процесс шел в сторону вытеснения кальция из породы в раствор, необходима некоторая минимальная концентрация натрия в растворе и поглощенного кальция в породе. Ионно-солевой комплекс воды должен быть относительно обогащен натрием,

а поглощенный комплекс породы — кальцием. В результате воды обогащаются кальцием и благодаря преобладанию в них среди анионов хлор-иона могут переходить в хлоридно-кальциевый тип.

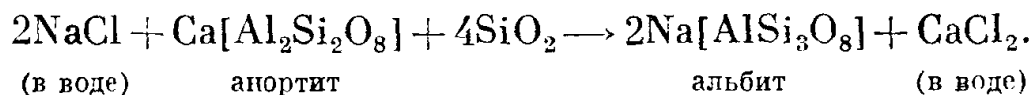
По мнению ряда исследователей (А. Е. Ходьков, М. Г. Валяшко и др.), не меньшее, а скорее даже большее значение для формирования состава подземных вод (особенно рассолов) имеет обмен не натрия, а магния (тоже в виде хлорида) на поглощенный кальций:



При оценке роли характеризуемых обменных процессов важно иметь в виду, что запасы обменного кальция в породах недостаточны для образования высоких концентраций этого иона, наблюдаемых в подземных рассолах; поэтому за счет поглощенного кальция можно объяснить лишь формирование состава вод с минерализацией, существенно не превышающей соленость нормальной морской воды. Для объяснения возникновения рассолов с высокими содержаниями хлорида кальция (абсолютными и относительными) рассматриваемые процессы не годятся.

2. Альбитизация кальцийсодержащих плагиоклазов и других силикатов.

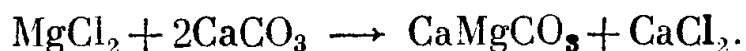
Значение этого процесса освещено в работах А. В. Копелиовича, Н. В. Логвиненко, Э. Дегенса и ряда других авторов. Сущность его заключается в обмене Ca^{2+} , входящего в кристаллическую решетку минералов, на Na^+ раствора, например, по схеме



Отличие от рассмотренных выше процессов ионно-обменной адсорбции в сущности заключается только в том, что в обмене участвует не поглощенный коллоидный комплекс, а кристаллические минералы.

Масштабы, в которых протекает альбитизация, пока еще недостаточно выяснены, но роль ее в формировании вод, содержащих значительное количество кальция, может быть большой.

3. Доломитизация известняков — реакция Мариньяка — Курнакова. Эта реакция выражается следующей схемой:

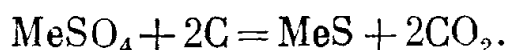


В. И. Лебедев, В. И. Гуревич, Л. Н. Капченко придают данному процессу решающую роль в формировании рассолов существенно хлоридно-кальциевого состава. Процесс может идти не только в карбонатных породах, но и в песчано-глинистых толщах, содержащих рассеянные карбонаты. Условиями его протекания служат: высокая концентрация магния в растворе (что встречается при захоронении рапы соляных озер) и повышенные температуры (50—70° С), т. е. достаточные глубины.

Помимо минеральной части горных пород на состав подземных вод (и особенно на газовый состав) большое влияние оказывают органические вещества и живые микроорганизмы. С воздействием органических веществ и микроорганизмов связаны окислительно-восстановительные процессы, в том числе восстановление сульфатов, имеющие особенно большое значение для нефтяных и газовых месторождений.

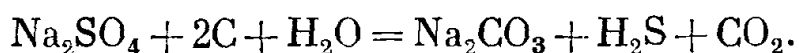
Органические вещества, в первую очередь углеводороды, являются восстановителями кислородсодержащих веществ, растворенных в водах. Важнейшие из этих последних, способные к восстановлению сульфат-ионы.

Реакция *восстановления сульфатов* в самом общем виде может быть представлена следующим образом:



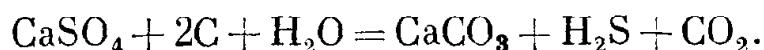
В результате этого процесса воды теряют сульфаты и органические вещества, но обогащаются сульфидами и другими восстановленными формами серы и углекислотой. Часть продуктов, образующихся при восстановлении сульфатов, переходит в газовую фазу — сероводород, углекислоту.

Изменения в составе вод при восстановлении сульфатов зависят от количественных соотношений между растворенными ионами, от того, какие сульфаты участвуют в реакции. Если это сульфат натрия (т. е. при избытке натрия), то ход реакции следующий:



В результате в воде появляется сода, вода приобретает щелочность. В щелочных водах относительно устойчивы гидросульфиды, в данном случае NaHS .

При участии сульфата кальция реакция может быть выражена следующей схемой:



В этом случае появляется труднорастворимый карбонат кальция, обычно выпадающий в осадок.

Поскольку сероводород может уходить из состава воды (реагируя, например, с окислами железа), возможно общее обессеривание (десульфирование) ее. Однако основное значение восстановления сульфатов заключается не в обессеривании вод, а в потере ими способных к восстановлению компонентов, в обеднении кислородом, в общем восстановлении вод.

Восстановление сульфатов по современным данным происходит при участии особых микроорганизмов — десульфатизаторов — и представляет собой биохимический процесс. Наиболее распространенные формы бактерий-десульфатизаторов *Vibrio desulfuricans* и *V. thermodesulfuricans*. Существование абиохимического восстановления сульфатов не доказано, хотя и предполагается некоторыми учеными.

Определенное влияние на химический состав подземных вод оказывают магматические (включая постмагматические) и метаморфические процессы.

За счет магматических и метаморфических процессов подземные воды обогащаются углекислым газом и рядом второстепенных компонентов и микрокомпонентов. Выделение углекислого газа из карбонатных пород начинается уже при температуре около 100°C (по И. Г. Киссину).

На величину и состав минерализации подземных вод влияют и такие явления, как испарение воды, гидратация минералов (т. е. захват воды минералами), фильтрационный эффект, особенно при перемещении растворов из более проницаемых в менее проницаемые породы, и некоторые другие, еще слабо изученные.

Испарение воды в газовую фазу, представленную в основном метаном, по-видимому, может приводить к росту минерализации той части воды, которая остается в жидком виде. Подобные процессы могут играть значительную роль лишь при очень высокой насыщенности водовмещающих толщ углеводородными газами, следовательно, развиты только локально (см. гл. XV).

Фильтрационный, или осмотический (мембранный), эффект заключается в отстаивании растворимого от растворителя при фильтрации через слабопроницаемую среду — «мембрану»¹. Теоретические и экспериментальные исследования этого эффекта в растворах проводились в последние годы Л. Н. Овчинниковым, Н. А. Жариковым, А. С. Шуром, Э. Дегенсом, Дж. Бредхофтом и др. По уточненным данным это явление имеет частично электрическую природу (электрокинетический фильтрационный эффект): в зависимости от заряда фильтра происходит преимущественное отстаивание анионной или катионной части раствора. В итоге при любом заряде фильтра должно происходить уменьшение общей минерализации фильтрующейся воды по мере ее продвижения через мембрану. Некоторые детали этого процесса пока нельзя считать вполне выясненными.

При перемещении вод из более проницаемых пород в менее проницаемые, а особенно при продавливании вод из песков в глины в результате фильтрационного эффекта минерализация вод в песках должна возрастать.

Большую дискуссию в последнее время вызывал вопрос о влиянии гравитационной дифференциации подземных вод на формирование их химического состава.

К. В. Филатов развивал идею о гравитационной дифференциации ионного состава подземных вод под влиянием различий плотности и размеров радиусов ионов, приводящей к возникновению гидрохимической зональности. Однако целый ряд исследователей убедительно показали несостоятельность гипотезы К. В. Филатова.

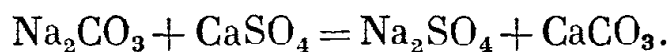
¹ В ряде работ мембранный (осмотический) и фильтрационный эффекты рассматривались как самостоятельные явления, хотя в сущности для полярных компонентов это одно и то же.

Но вообще влияние процессов гравитационного расслоения растворов на формирование ионно-солевого состава подземных вод нельзя упускать из вида. При концентрационной (плотностной) конвекции (см. гл. III) в результате перемешивания рассолов,двигающихся вниз, и пресных маломинерализованных вод,двигающихся им навстречу, могут появляться воды и рассолы с составом, отличным от исходных. Эти явления могут, по-видимому, оказывать значительное влияние на формирование химической зональности бассейнов подземных вод.

По какой бы причине не происходило повышение минерализации подземных вод, оно может вести к выпадению в осадок наименее растворимых компонентов. Происходит удаление из вод ряда солей, в первую очередь карбоната кальция, затем сульфата кальция и, наконец, даже хлорида натрия. В породах, в которых залегают и циркулируют рассолы, появляются пропластки и прожилки, сложенные названными солями.

Помимо рассмотренных выше процессов на формирование ионно-солевого и газового состава подземных вод и рассолов оказывает действие и смешивание вод различного происхождения и состава (например, талассогенных с метеогенными, более древних с более молодыми и т. п.).

При смешивании вод с резко различающимися составами могут происходить некоторые обменные химические реакции между различными растворенными компонентами. Примером таких реакций может служить следующая:



При смешивании щелочных вод с сульфатными растворами гипсоносных толщ такая реакция может вести к переходу щелочных вод в жесткие.

§ 3. Седиментогенные воды

Седиментогенные воды являются теми водами, которые находятся в осадочных породах уже с момента их образования и даже «раньше». В стадии раннего диагенезиса, когда будущие осадочные породы представлены еще не уплотненными илами, будущие седиментационные воды пропитывают эти илы в виде «иловых вод» (или «иловых растворов»). Часть воды водоема захватывается и увлекается накапливающимися осадками в виде иловой воды и затем погребается под новыми слоями осадков.

Только что образовавшиеся субаквальные отложения (илы) могут содержать до 80—90% воды, захваченной ими из водоема, т. е. седиментационной воды. Затем в результате давления перекрывающих слоев и уплотнения осадков, ведущего к превращению их в породы, содержание воды в илах начинает уменьшаться. В начале этого процесса часть вод из уплотняющихся илов, выжимаясь, возвращается обратно в водоем. Но если среди илов попадают

песчаные слои, уплотнение которых на начальной стадии незначительно, то часть вод из илов неизбежно попадает в них. Дальнейший переход вод из песков в илы более затруднен (ввиду большего давления в илах), чем отток по песчаным слоям, сопровождаемый оттеснением находящихся в них сингенетических вод. Поэтому, если над слоем ила образовался слой песка, то часть воды из первого переместится во второй, где и останется. Если этот слой песка не имеет сообщения с водоемом, давление в нем может возрасти значительно выше гидростатического. Подобное явление обнаружено А. Кидуэлом и Дж. Хантом при изучении современных осадков дельты Ориноко.

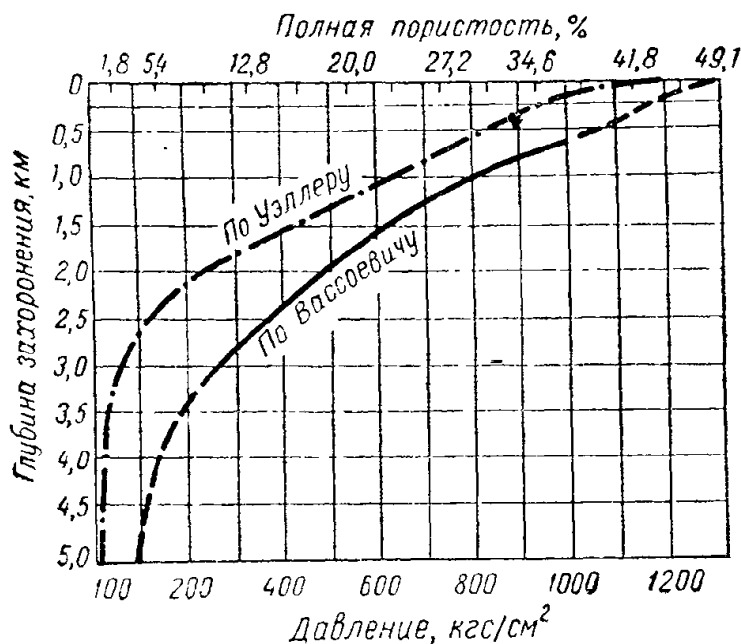


Рис. 18. Кривые уплотнения глинистых пород (по Н. Б. Вассоевичу и Дж. Уэллеру).

до сланцев глинистые породы теряют почти 90% заключенной в них массы в виде вод. Последние удаляются в другие резервуары — сначала (на очень краткой первоначальной стадии диагенеза) в бассейн осадконакопления, затем в коллекторские породы. Снижение водосодержания сопутствует уменьшению пористости.

Многочисленные исследования изменения плотности и пористости глинистых пород с глубиной показывают, что уменьшение пористости глиен наблюдается и на больших глубинах (на поздних стадиях уплотнения), хотя с глубиной градиенты этого изменения постепенно снижаются. Это видно на приводимых здесь кривых Н. Б. Вассоевича и Дж. Уэллера (рис. 18).

Предложены уравнения корреляционных зависимостей пористости пород от глубины залегания. Например, Е. И. Стетюха зависимость пористости глиен от глубины залегания в Предкавказье выражает следующей формулой:

$$B_L = B_0 e^{-CL}, \quad (IV.2)$$

где B_L — пористость на глубине L ;

B_0 — начальная пористость, равная 38%;

C — коэффициент, равный приблизительно 10^{-4} .

В соответствии с указанной зависимостью и с другими данными значительное уменьшение пористости глин, а следовательно, и выжимание из них вод происходит в значительных масштабах и на больших глубинах. В интервале глубин от 2 до 3 км объем пор уменьшается примерно на 10% от общего объема породы.

Н. Б. Вассоевич, рассматривая данные по уплотнению глин, писал: «В результате сжатия глин из них удаляется огромное количество воды... Поэтому в больших и глубоких депрессиях вода в песчаных пластах, залегающих среди глин, в основном представляет воду, выжатую из последних» (Н. Б. Вассоевич, 1958, стр. 180). Экспериментальное изучение процессов выжимания воды из глин, проводившееся В. Д. Ломтадзе, привело этого исследователя к выводу, что роль вод, выжимаемых из глин, в том числе и на поздних стадиях уплотнения, весьма существенна для формирования пластовых вод (В. Д. Ломтадзе, 1959, и др.).

О том, что переход вод из плотных глин в коллекторы может происходить в больших масштабах, говорят некоторые наблюдения, проведенные в условиях интенсивной эксплуатации артезианских горизонтов. Так, в районе Хьюстон (США) примерно 1/6 часть притоков воды в скважины, эксплуатировавшие водоносные пески Уиллис и Лисси, одно время поступала за счет отсасывания воды из смежных глин в результате падения давления в песках в процессе эксплуатации. Известны и другие подобные факты. Хотя это явление не связано с природными процессами отжимания, оно свидетельствует о реальности предполагаемого механизма, действующего при естественном седиментационно-геостатическом уплотнении глин. Существенным для этого механизма является наличие давления более высокого в глинах по сравнению с коллекторами.

Уплотнение песчаных пород по имеющимся данным примерно вдвое меньше, чем глин (по В. Энгельгардту). Такое различие обуславливает соответственное различие давлений и возможность отжима вод из глин в пески и песчаники.

Новейшие данные об уплотнении и уменьшении пористости песчаных пород можно найти в работах В. М. Добрынина, П. А. Карпова, А. А. Ханина, С. С. Савкевича, В. Энгельгардта (1971).

Таким образом, переход вод из глин в коллекторы вполне реален и может иметь большие масштабы даже на поздних стадиях уплотнения пород. Отсюда следует, что роль седиментогенных вод в формировании пластовых вод может быть очень большой.

В. Ф. Линецкий высказал мнение, что на глубинах 1500—2000 м в глинах находится лишь прочно связанная (адсорбированная?) вода. При этом он исходил из кривых уплотнения, приводимых Вассоевичем, Уэллером, Полаком, Гедбергом, Скемптоном и др. По этим кривым содержание воды (пористость) на указанных глубинах, якобы, составляет 4—11%. Однако величины, «снятые» В. Ф. Линецким с соответствующих кривых, не подтверждаются при проверке: по кривым Вассоевича, Уэллера, Полака, Гедберга, Скемптона и других авторов,

помещенным в его книге, пористость глин на глубинах 1500—2000 м составляет 13—23%. Следовательно, на указанных глубинах в глинистых породах, как видно из вышесказанного, в действительности находится не только прочно связанная вода, но и вода других видов.

В начале своего существования седиментационные воды имеют тот же состав что и воды водоема, из которого они происходят. Чаще всего это нормальная морская вода, реже — воды опресненных эпиконтинентальных морей (см. табл. 6).

Но уже в донных илах идут процессы, изменяющие состав вод: катионный обмен, восстановление сульфатов, разложение органических веществ, образование коллоидных гидратов. Эти процессы продолжают и в дальнейшем там, куда попадают седиментационные воды. Состав последних постепенно изменяется.

Седиментационные воды без значительной примеси вод иного генезиса могут, по-видимому, сохраняться в глинах, а также в заключенных среди глин песчаных линзах и т. п.

§ 4. Возрожденные воды

Возрожденные воды, как уже сказано выше, в главной своей массе образуются (высвобождаются, «возрождаются») при дегидратации седиментогенных минералов, а следовательно, тесно примыкают к седиментогенным водам. Наибольшие количества возрожденных вод появляются при перестройке структуры глинистых минералов, в основном при превращении монтмориллонита (содержащего до 24% воды) в иллит и другие гидрослюды (содержание обычно не более 10% воды) — за счет высвобождения межслоевой воды глинистых минералов.

Процессы превращений глинистых минералов при катагенезе и сопровождающие их процессы выделения химически связанных вод в последние годы привлекали внимание многих исследователей — Р. Грим, Н. И. Хитаров, М. Пауэрс, Дж. Берст и др. В частности, Н. И. Хитаров и В. А. Пугин, используя экспериментальные данные и материалы геологических наблюдений, убедительно показали, что преобразование монтмориллонита в гидрослюды с выделением межслоевой воды может происходить в широком диапазоне глубин в зависимости от геотермических условий. На рис. 19 представлена разработанная этими авторами схема глубин возможного сохранения и преобразования (с гидратацией) монтмориллонита в зависимости от геотермического градиента, в которую внесены некоторые дополнения. На схеме видно, что при повышенных геотермических градиентах появление возрожденных вод за счет дегидратации монтмориллонита возможно уже на глубинах 2—3 км.

Г. В. Лебедева и К. А. Черников недавно показали, что в неокме Среднего Приобья замещение монтмориллонита гидрослюдами и смешаннослойными глинистыми минералами происходит уже на глубинах от 2 км, причем сопровождается оно некоторым разуплотнением глинистых пород и увеличением их пористости (вследствие

увеличения объема воды при переходе из связанного в свободное состояние). Эти же авторы произвели оценку количеств высвобождающейся воды.

О количествах воды, появляющейся при перестройке структуры глинистых минералов, можно судить на основе ориентировочного расчета.

Представим себе толщу отложений общей мощностью 1100 м, из которых 1000 м приходится на долю глины, а 100 м — на долю песчаников. На площади 1 км² объем глины толщи составит в таком случае 10⁹ м³, а масса соответственно — около 2·10⁹ т. Допустим далее, что глины сложены монтмориллонитом на 50%, а содержание воды в монтмориллоните составляет 20%. Тогда масса монтмориллонита в рассматриваемом объеме будет приблизительно равна 10⁹ т, а масса воды в нем — 2·10⁸ т. Примем, что за какой-то период 50% монтмориллонита (т. е. 0,5·10⁹ т с содержанием воды 10⁸ т) преобразовалось в иллит и другие гидрослюды с содержанием воды 10%. В таком случае преобразовавшаяся часть монтмориллонита потеряла примерно половину своей воды (20% — 10% = 10%), что составит 0,5·10⁸ т. Следовательно, в результате появится 0,5·10⁸ т возрожденной воды.

Возрожденная вода из глины будет перемещаться в находящиеся в глинистой толще песчаные пласты. Выше их общая мощность принята равной 100 м, следовательно, их объем на рассматриваемой площади составляет 10⁸ м³. Примем пористость песчаников равной 5% (на глубинах свыше 3 км, о которых идет речь, такая величина пористости обычна). Объем пластовой воды, находящейся в песчаниках, в таком случае составит 5·10⁶ м³, масса этой воды — около 5·10⁶ т. Сопоставляя количество выделившейся из глинистых минералов (возрожденной) воды, равное 5·10⁷ т, с этой последней величиной, видим, что первое в 10 раз больше. Иначе говоря, количества возрожденных вод, появляющиеся при дегидратации монтмориллонита, могут на целый порядок превышать имеющиеся количества вод в объемах коллекторов.

Таким образом, расчет показывает, что при дегидратации глинистых минералов могут появляться массы возрожденных вод, достигающие весьма значительных величин, а значит их гидрогеологическая роль очень существенна. При решении вопросов формирования подземных вод их необходимо учитывать.

Переход монтмориллонита в гидрослюды требует наличия дополнительных количеств калия и алюминия. По данным С. С. Савкевича

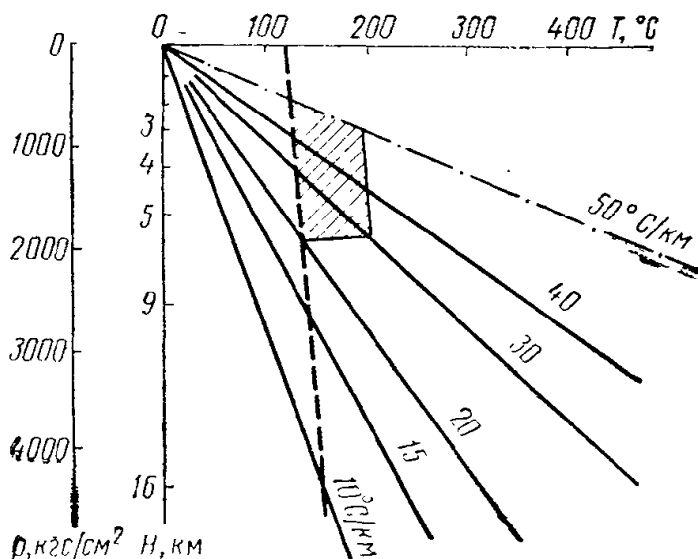


Рис. 19. Схема зональности превращения монтмориллонита в гидрослюды (по Н. И. Хитарову и В. А. Пугину, с добавлениями).

Штриховой линией показана граница зон устойчивых состояний гидрослюды и монтмориллонита. Заштриховано поле гидрослюдизации монтмориллонита в осадочных бассейнах ($T < 200^\circ \text{C}$).

эти элементы могут поставляться всегда присутствующими в тех же глинистых породах калиевыми полевыми шпатами.

Существенно, что возрожденные воды появляются также за счет и других седиментогенных минералов — глинистых минералов немонтмориллонитового характера, цеолитов, гидроокислов, гипса и т. п. Следовательно, общее количество вод подобного происхождения должно быть значительно большим, чем получилось в приведенном выше расчете.

В самые начальные моменты своего существования возрожденные воды совершенно лишены растворенных веществ — совсем «чистые». Это обуславливает их повышенную растворяющую способность, агрессивность. Такое свойство отчасти определяется также изменением структуры молекул самой воды при переходе из химически связанного состояния в свободное (по А. М. Блоху). В результате возрожденные воды должны относительно быстро растворять минеральные и органические компоненты окружающей среды, постепенно сравниваясь в отношении химического состава с присутствующими там же свободными водами. При этом возрожденные воды, возникающие за счет дегидратации глинистых минералов, отличаются тем, что приобретают часть ионов (катионов) уже внутри самих минералов, т. е. раньше других типов возрожденных вод (например, появившихся за счет цеолитных вод опалов, кристаллизационной воды гипса и т. п.) становятся растворами.

Конкретно проследить и представить процесс формирования химического состава возрожденных вод в настоящее время еще невозможно. Эксперименты в этой области были бы чрезвычайно полезны.

Не следует забывать, что к числу возрожденных вод относятся и воды, выделившиеся при дегидратации минералов магматического и метаморфического генезиса, главным образом за счет конституционной воды этих минералов (в основной части находящейся в гидроксильной форме). Эти воды уже трудно отделить от эндогенных.

§ 5. Инфильтрационные воды

Инфильтрационные воды проникают в горные породы уже после образования последних, причем часто в породы, уже заполненные водой иного происхождения или инфильтрационной водой более древнего возраста.

Следует различать: а) с у б а э р а л ь н у ю (наземную) инфильтрацию — проникновение в породы атмосферных вод и б) с у б а к в а л ь н у ю (подводную) инфильтрацию — всачивание и втекание речных, озерных и морских вод в коренные породы, обнажающиеся ниже уровня воды в водоеме. Основную роль играет наземная инфильтрация.

Воды из атмосферы и гидросферы могут проникать в породы: 1) путем собственно инфильтрации (т. е. всачивания) в пористые грунты; 2) путем инфлюации (т. е. втекания) по каналам относи-

тельно крупного сечения (главным образом там, где развит карст); 3) в парообразной форме с последующей конденсацией уже в породах.

В первом случае образуются инфильтрационные воды в узком смысле, во втором — инфилюационные воды, в третьем — конденсационные воды. Установлено, что наибольшее значение имеют собственно инфильтрационные воды. При дальнейшем изложении там, где это особо не оговорено, под инфильтрацией будет подразумеваться инфильтрация в широком смысле (включая инфилюацию и проникновение в форме пара).

Только в случае наземной инфильтрации в эоловые отложения и элювий инфильтрационные воды могут поступать в осадки, которые еще не были водонасыщенными с начала их формирования.

Величина субэаральной инфильтрации, или подземного стока, зависит от климата, рельефа, растительности, состава пород, слагающих данный участок земной поверхности.

Для отдельного речного или озерного бассейна величина подземного стока входит в уравнение водного баланса бассейна:

$$N = V + Q_1 \pm Q_2, \quad (\text{IV.3})$$

где N — атмосферные осадки;

V — испарение;

Q_1 — поверхностный сток;

Q_2 — подземный сток.

Из уравнения (IV.3) имеем

$$Q_2 = N - V - Q_1. \quad (\text{IV.4})$$

Все величины, входящие в правую часть уравнения (IV.4), поддаются прямому измерению: количество атмосферных осадков и испарение — при помощи простых метеорологических приборов (дождемеров, испарителей и т. п.), поверхностный сток — гидрометрически по расходу реки в самом нижнем ее течении. Имея эти данные, можно вычислить величину подземного стока.

Однако наряду с потерей воды бассейном за счет подземного стока может происходить и подток подземных вод из соседних речных бассейнов. Поэтому в целом величина подземного стока для отдельного бассейна может иметь как положительный, так и отрицательный знак, что и отражено в уравнении (IV.3). Кроме того, воды, уходящие под землю в одних частях бассейна, могут возвращаться в реку в других частях того же бассейна; в результате далеко не вся инфильтрация будет сказываться на балансе.

Ввиду указанных осложнений определение величины инфильтрации представляет большие трудности. Предложен ряд специальных методов, но все они не дают достаточно удовлетворительных результатов.

Расчет инфильтрации атмосферных осадков производится также по формуле

$$Q = 1000MaF, \quad (\text{IV.5})$$

где Q — количество просочившейся воды в мм/год;

M — количество атмосферных осадков в мм/год;

a — коэффициент инфильтрации;

F — площадь области инфильтрации в км².

Точное определение *коэффициента инфильтрации* a является весьма трудной задачей. По данным Н. А. Плотникова величины коэффициента инфильтрации колеблются в пределах от сотых долей до 0,4 и, вероятно, более. Величина 0,024 приводилась Н. А. Плотниковым для лесистой местности в окрестностях Арзамаса с развитием супесей и суглинков, а величина 0,4 (по М. В. Чуринову) — для Главной гряды Крымских гор западнее Алушты, сложенной известняками.

А. М. Овчинников считал возможным ориентировочно принять, что в среднем (для всей суши) инфильтрация составляет около 10% от суммы всего стока (подземного и поверхностного), т. е. что $a = 0,1$.

Инфильтрации благоприятствуют большое количество атмосферных осадков, малое испарение, плоский рельеф (затрудняет поверхностный сток), высокая проницаемость пород. В случае, например, закарстованных известняков происходит инфлюация, вода как бы проваливается под землю, поверхностный сток может совсем отсутствовать. Там, где сплошь развиты глины, наоборот, инфильтрации может совсем не быть.

Инфильтрационные воды, проникнув в породы, начинают двигаться в них сначала в виде грунтовых вод, а затем частично и как напорные воды. Инфильтрационная метеогенная вода в самом начале своего подземного существования является, как правило, пресной и почти не содержит растворенных веществ (см. табл. 6). По мере продвижения по породам она начинает обогащаться ионами, солями и газами за счет выщелачивания пород, деятельности организмов, а в аридном климате — частично также за счет испарения (континентальное засоление). В дальнейшем движение инфильтрогенной воды вглубь обычно постепенно замедляется, на ее состав начинают сильно влиять окислительно-восстановительные реакции, затем катионный обмен, фильтрационный эффект и другие физико-химические процессы, а также, возможно, примеси вод иного происхождения. Минерализация инфильтрационных вод постепенно возрастает, а ионно-солевой и газовый составы их преобразуются.

Особый случай составляет *подводная инфильтрация* — речная (когда грунтовые воды впитываются за счет рек) и морская. Морская инфильтрация в коренные породы с заменой имевшихся в них вод иного происхождения на морскую воду не имеет большого значения, так как при трансгрессии море перекрывает породы, уже заполненные водами, а для вытеснения последних морской водой обычно не создается достаточного перепада напоров.

На рис. 20, заимствованном у А. Шеллера, показана схема морской инфильтрации. В пласт *A*, заполненный до трансгрессии пресной водой (субаэрального или вообще континентального генезиса), морская вода проникает в ближайшем к берегу крыле синклинали не глубже уровня, соответствующего гипсометрическому положению донного среза более удаленного от берега крыла этой синклинали, а ниже этого уровня сохраняется прежняя вода. В пласте же *B* образуется смесь морской воды с находившейся там пресной водой.

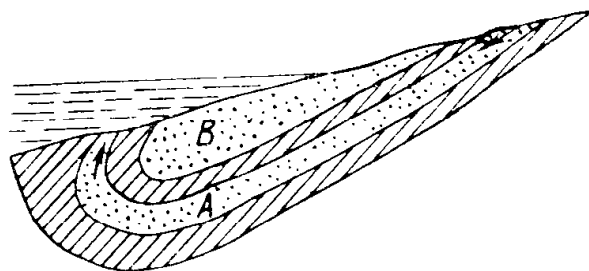


Рис. 20. Схема условий морской инфильтрации (по А. Шеллеру).

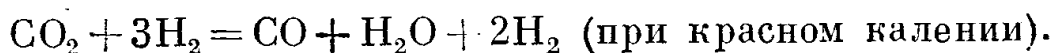
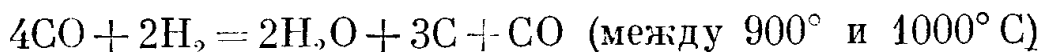
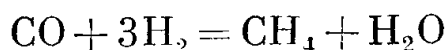
Инфильтрационная морская вода по составу идентична седиментационной талассогенной воде, в дальнейшем ее преобразование идет по сходному пути.

§ 6. Эндогенные воды

К эндогенным подземным водам следует относить все воды, образовавшиеся в литосфере, в горных породах, в магматических очагах и в другой глубинной обстановке.

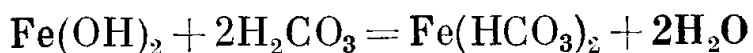
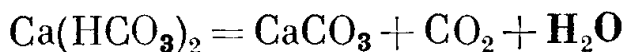
Эндогенные воды представляют собой х е м о г е н н ы е (иначе — «геосинтетические») воды, образованные молекулами, заново возникающими при различных химических реакциях в подземных условиях.

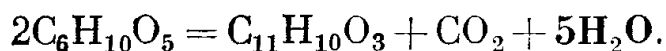
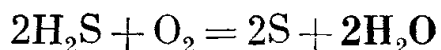
По В. И. Вернадскому синтез воды происходит в зоне высоких температур при следующих реакциях:



Таким образом, одна часть магматических вод имеет хемогенный (геосинтетический) характер, а другая — ассимилирована из окружающих пород.

Химические реакции, при которых образуются молекулы вод, протекают не только в магматических очагах, но и при небольших температурах и давлениях. К таким реакциям относятся, например, разложение гидрокарбонатов и органических соединений, окисление сероводорода и некоторые другие:





Возникающие в результате этих реакций молекулы воды не создают сплошных масс, а примешиваются к водам другого генезиса. В то же время магматогенные воды, вероятно, могут уже на месте своего образования давать скопления.

Эндогенные воды в момент своего выделения и образования практически лишены растворенных компонентов (как и возрожденные). Однако магматогенные воды, возникающие в условиях высоких температур и давлений, могут сразу же после своего образования (как в жидкой, так и в парообразной форме) растворять значительное количество веществ в окружающей среде. Магматогенные воды уже на начальных стадиях своего существования, по данным Д. Уайта, обогащаются хлором, натрием, кремнеземом, бором.

Выявление эндогенных вод представляет очень трудную задачу. В последнее время появились взгляды, приписывающие эндогенным водам (из магмы, из подкоровых зон) очень большую долю участия в составе подземных вод, и особенно рассолов, заполняющих осадочные бассейны (В. Ф. Деригольц, Е. С. Гавриленко, В. А. Кротова и др.). Эти взгляды отличаются крайней умозрительностью и полностью противоречат наблюдаемым фактам.

Наибольшие проявления эндогенных вод следует ожидать в областях интенсивной магматической деятельности и в первую очередь в областях современного вулканизма. Что же наблюдается в действительности? По материалам тщательных исследований вод современных вулканических областей (Камчатка, Япония, Новая Зеландия) устанавливается, что в составе подземных вод этих областей, включая вулканические пары, участие магматогенных вод совершенно незначительно, основную роль играют экзогенные воды (по В. В. Иванову, С. И. Набоко и др.). В областях с интенсивным развитием поствулканических процессов (например, Скалистые горы) по данным специальных исследований Д. Уайта и других американских гидрогеологов магматогенные воды составляют в лучшем случае, не более 5—10% вод фумарол, гейзеров и других термальных источников, остальное приходится на долю экзогенных вод.

Если обратиться к древним водам, существовавшим в областях древнего интенсивного магматизма и оставившим в качестве следов своей деятельности гидротермальные жилы и другие образования, то и в этом случае оказывается, что роль собственно эндогенных вод невелика. Это показано в работах А. М. Овчинникова, А. И. Германова, Е. А. Баскова и ряда других исследователей.

Гидротермы — подземные воды с высокой температурой, которые могут иметь различное происхождение и не обязательно связаны с магматизмом. Основная часть вод, выделяющих минеральные гидротермальные образования в виде жил или скоплений иной формы, относится к экзогенным.

А. А. Сауков в своей последней работе (1966) убедительно показал, что гидротермы в очень большой мере связаны с элизионными

процессами. Как следует из его расчетов, при превращении глинистых сланцев в метаморфические породы (т. е. при продолжении хода тех процессов преобразования илов-глин, о которых речь шла выше) из 1 км³ породы высвобождается около 100 млн. т агрессивной термальной воды. Эта вода, быстро превращающаяся в гидротермальный раствор, затем, при переходе в зоны, отличные по физико-химическим условиям, может выделять твердые минеральные вещества, причем будут возникать «жилы», пластовые и другие гидротермальные рудопроявления, а возможно, и месторождения, генетически не связанные ни с какими магматическими очагами и являющиеся по существу метаморфогенными» (А. А. Сауков, 1966, стр. 360). Воды, участвующие в таких процессах, в основном будут еще экзогенные — главным образом возрожденные.

Д. С. Коржинский также считает, что в постмагматических процессах участвуют экзогенные воды. По Н. И. Хитарову основное значение в балансе вулканических вод и гидротерм имеют экзогенные воды.

Если роль эндогенных вод столь скромна и при интенсивном магматизме, то по меньшей мере нелогично считать ее очень важной в формировании вод и рассолов, заполняющих осадочные бассейны, не затронутые или слабо затронутые магматическими процессами. Поэтому идея В. Ф. Дерпгольца о формировании рассолов осадочной оболочки за счет «повсеместного и непрерывного диффузионного (реже фильтрационного) проникновения летучих из мантии через толщу земной коры к периферии Земли» (В. Ф. Дерпголец, 1962, стр. 1395) выглядит невероятной. Представления В. Ф. Дерпгольца и его единомышленников подвергнуты обстоятельной и всесторонней критике со стороны Л. С. Балашова, И. К. Зайцева и ряда других ученых, которыми убедительно показана их ошибочность. К этому вопросу придется вернуться еще раз несколько ниже в связи с рассмотрением проблемы формирования подземных рассолов.

§ 7. Гидрогеологический цикл

В развитии гидрогеологических процессов в пределах какого-либо района имеется определенная цикличность. Гидрогеологический цикл начинается тектоническим погружением и трансгрессией, охватывает период последующего поднятия и регрессии и заканчивается перед новыми погружением и трансгрессией. Первая часть гидрогеологического цикла заканчивается, когда на значительной части или на всей площади района, занятого седиментационным бассейном, отрицательный знак колебательных движений сменяется на положительный, происходят поднятие, регрессия и начинается денудация водоносных пород. Эту часть гидрогеологического цикла можно называть седиментационным или лучше э л и з и о н н ы м гидрогеологическим этапом. В течение этого этапа формируются седиментогенные воды и идет элизионный водообмен.

Вторая часть гидрогеологического цикла — и н ф и л ь т р а ц и о н н ы й гидрогеологический этап, в течение которого происходит инфильтрация метеогенных вод, формируются инфильтрогенные подземные воды, которые постепенно вытесняют и замещают седиментогенные воды. Этот процесс, происходящий под

действием градиентов давлений, обусловленных массой инфильтрующихся вод, можно называть *инфильтрационным водообменом*.

Инфильтрационный этап заканчивается, когда при новом тектоническом погружении море перекрывает наземные выходы водоносных пород и начинается накопление более молодых отложений, а инфильтрация прекращается. На этом заканчивается один гидрогеологический цикл и начинается новый.

В течение элизионного этапа нового гидрогеологического цикла происходит накопление седиментогенных вод в молодых отложениях. В отложениях, образовавшихся во время прежнего цикла, сохраняются воды последнего. Но в них происходит перераспределение вод: возобновляется выжимание древних седиментогенных (и возрожденных) вод из глин в коллекторские породы. Следовательно, на элизионном этапе второго гидрогеологического цикла (или просто на втором элизионном гидрогеологическом этапе) инфильтрогенные воды могут вытесняться и замещаться седиментогенными водами в отложениях, синхронных первому циклу. Это важное положение следует подчеркнуть.

Инфильтрационный этап нового гидрогеологического цикла в некоторых случаях (когда поднятие по вертикали настолько велико, что денудация захватывает и древние породы, синхронные первому циклу) может привести и к инфильтрации метеогенных вод в древние отложения. Тогда происходит вытеснение новыми инфильтрогенными водами сохранившихся там древних вод, остатков прежнего цикла — седиментогенных, инфильтрогенных, возрожденных.

Далее может начаться третий гидрогеологический цикл, ход гидрогеологических процессов в котором будет сходным с описанным выше, но в какой-то мере и отличным от предыдущего.

Таким образом, гидрогеологический цикл — это отрезок гидрогеологической истории района или гидрогеологического (водоносного) комплекса, начинающийся с трансгрессии, осадконакопления и образования седиментогенных вод, включающий этап последующей регрессии, денудации и инфильтрации и заканчивающийся новой трансгрессией и прекращением инфильтрации.

Схема гидрогеологического цикла изображена на рис. 24.

Данная выше характеристика понятий (гидрогеологический цикл, элизионный и инфильтрационный гидрогеологические этапы) намеренно схематизирована и, конечно, не отражает всей сложности этих явлений. В действительности могут быть сложные циклы, когда район, развивавшийся как единое целое, распадается на участки с различной последующей историей: на одних продолжается инфильтрация, а другие погружаются и для них начинается новый гидрогеологический цикл. Элизионный и инфильтрационный типы водообмена могут сосуществовать в пределах одного бассейна подземных вод.

Существенно также, что элизионный гидрогеологический этап может в некоторых случаях протекать в континентальных условиях: при развитии субаквальной седиментации в пресных и солоноватых

водоемах или даже при некомпенсированном погружении суши. В первом случае будут формироваться метеогенные подземные воды. Второй случай, по-видимому, представлен «сухими» межгорными впадинами типа Ферганской или недавно осушившимися, но продолжающими погружаться территориями типа Прикаспийской низменности.

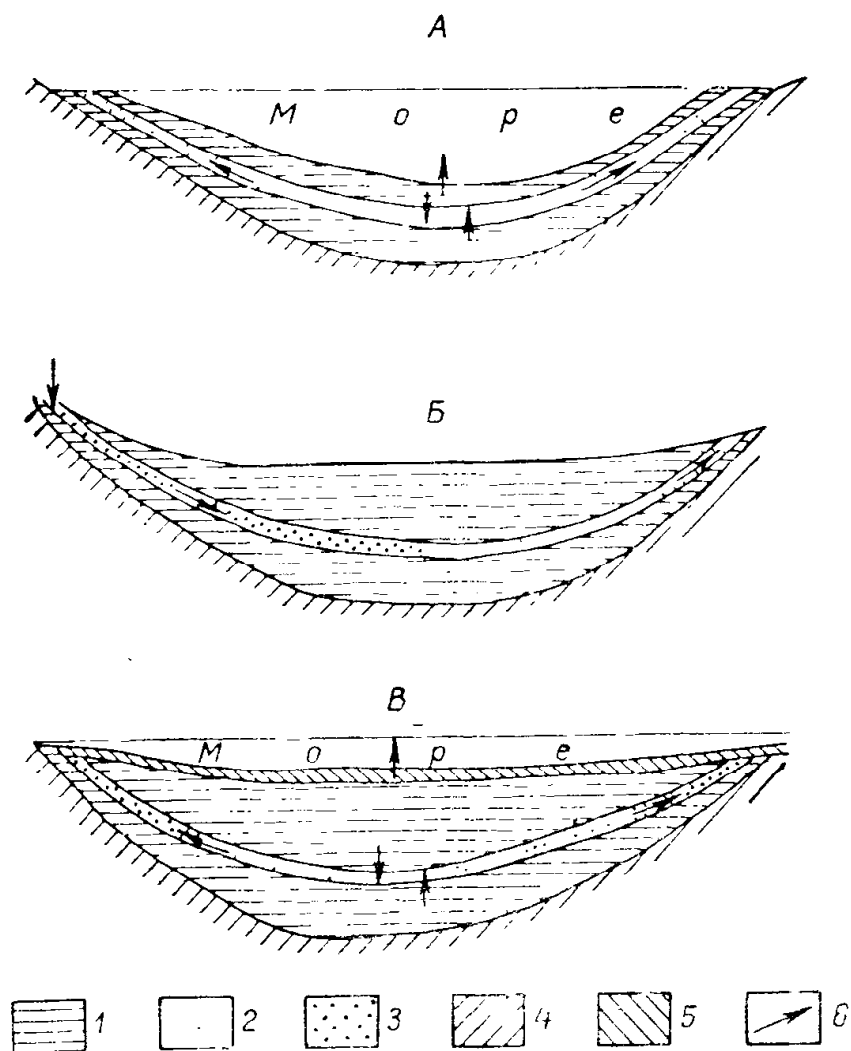


Рис. 21. Схема гидрогеологического цикла.

1 — илы и глины, образовавшиеся на этапе А и содержащие седиментационные воды; 2 — коллекторы, содержащие седиментационные воды; 3 — коллекторы, содержащие инфильтрационные воды; 4 — ложе бассейна; 5 — илы и глины, образовавшиеся на этапе В; 6 — направления движения вод.
А — элизионный этап; Б — инфильтрационный этап; В — следующий элизионный этап.

Следует различать современный и древние гидрогеологические циклы, современный и древние инфильтрационные гидрогеологические этапы, современную и древнюю инфильтрацию. *Современная инфильтрация* — та, которая происходит в настоящее время; она могла начаться уже сравнительно давно, но как *непрерывный* процесс продолжается до настоящего момента. Например, на Северном Кавказе современный инфильтрационный этап для мезозойских водоносных комплексов начался в верхнемiocеновое время. *Древняя инфильтрация* происходила на прежних гидрогеологических этапах и закончилась, будучи прервана наступлением элизионного

этапа. В результате древней инфильтрации образовались *древние инфильтрогенные воды*, которые могли сохраниться, а могли быть и вытеснены в продолжение следующих этапов.

§ 8. Водообмен

В течение элизионного этапа первого гидрогеологического цикла выжимаемые из уплотняющихся глин в песчаные пласты седиментационные воды вытесняют сингенетичные седиментогенные воды песчаных пластов. Максимальные гидравлические напоры на элизионном этапе создаются на участках максимального прогибания и максимальной мощности отложений под влиянием геостатического давления. Гидравлические уклоны на элизионном этапе направлены к краевым частям бассейна, в которых прогибание меньше, и к участкам растущих локальных конседиментационных поднятий.

Уже в течение элизионного этапа первого гидрогеологического цикла в коллекторах начинается водообмен, т. е. замена одних вод другими, а именно: сингенетичных вод песчаных слоев водами, выжимаемыми из глин. Это э л и з и о н н ы й в о д о о б м е н¹.

В течение инфильтрационного этапа первого гидрогеологического цикла водообмен приобретает другой характер — начинается замещение седиментогенных вод инфильтрационными. Это и н ф и л ь т р а ц и о н н ы й в о д о о б м е н. Гидростатические напоры и гидравлические уклоны на этом этапе обусловлены уже совершенно иными факторами; максимальные гидростатические напоры приурочены к местам гипсометрически наивысшего залегания пласта.

В течение элизионного этапа второго гидрогеологического цикла (а также и последующих циклов) водобновляется, хотя и в ослабленном виде, выжимание седиментогенных вод из глин в песчаные и карбонатные коллекторы, которые частично или полностью заняты уже инфильтрогенными водами первого гидрогеологического цикла.

При этом новом поступлении седиментогенных вод вновь под влиянием геостатического давления должны образоваться максимумы гидравлического напора в местах наибольшего погружения и должно происходить оттеснение седиментогенными водами древних инфильтрогенных вод, а также смешивание тех и других.

В течение инфильтрационного этапа второго гидрогеологического цикла (а также последующих циклов) при условии вскрытия денудацией пород, образовавшихся во время первого гидрогеологического цикла (или же при наличии подземного перетока из молодого комплекса отложений в древний), может начаться внедрение новых инфильтрационных вод в образования эпохи первого гидрогеологического цикла. Водообмен на этом этапе будет заключаться в вытеснении и замещении новыми инфильтрационными водами оставшихся

¹ Если говорить вообще о движении подземных вод под влиянием элизионных процессов, можно употреблять название э л и з и о н н ы й п о д з е м н ы й с т о к.

от первого цикла седиментогенных, древних инфильтрогенных и смешанных вод, а также седиментогенных вод, выжатых из глин на первом этапе данного цикла.

При соответствующих условиях на любом этапе может произойти полное обновление вод в пласте или полный водообмен. Отрезок времени, в течение которого происходит полное обновление свободной воды в пласте, можно называть **в р е м е н е м п о л н о г о в о д о о б м е н а** данного пласта или просто временем полного обновления воды (безразлично при элизионном или инфильтрационном водообмене).

Длительность времени полного водообмена может быть различной и зависит от скорости движения вод и от общего объема их.

Показателем длительности времени полного водообмена может служить **к о э ф ф и ц и е н т в о д о о б м е н а**. Коэффициентом водообмена (K_0) называется отношение годового расхода подземного потока (q), идущего через данный водоносный пласт (комплекс), к общему количеству воды в пласте (Q):

$$K_0 = \frac{q}{Q}. \quad (\text{IV.6})$$

Если, скажем, годовой расход составляет 10^6 м³, а общее количество воды 10^{11} м³, то коэффициент водообмена будет равен 10^{-5} . Это означает, что длительность времени полного водообмена составляет 100 тыс. лет.

Длительность времени полного водообмена может быть как меньше, так и больше длительности гидрогеологического цикла или отдельных его этапов. Она зависит от скорости движения вод и от общего объема коллекторов (вод в коллекторах).

Однако вводимое понятие о полном водообмене основано на некотором упрощении представлений о механизме водообмена. Оно может использоваться лишь при ориентировочных расчетах. То же относится и к представлениям об абсолютном вытеснении седиментогенных вод более молодыми инфильтрогенными и т. п.

В действительности процессы водообмена весьма сложны и многие их стороны и особенности еще недостаточно известны. Прежде всего надо иметь в виду очень большие различия проницаемости коллекторов как в плане, так и в разрезе (отдельных пластов), что является скорее правилом, чем исключением. Вследствие этого продвижение вод по пластам имеет неравномерный (зачастую резко неравномерный) характер. Наблюдения Э. В. Соколовского с помощью различных индикаторов бесспорно доказывают и наглядно подтверждают данное положение. Поэтому продвижение инфильтрогенных вод по пласту, заполненному древними водами, вряд ли можно уподоблять проталкиванию некоего поршня в каком-то заполненном жидкостью объеме. «Промывание» пласта представляет сложный процесс. Новые воды движутся в общем случае лишь по каналам с максимальной проницаемостью, вне которых остаются участки, заполненные прежними водами. По-видимому, приближением к истине в данном случае

было бы конструирование такой модели, в которой объем пор пласта был бы разделен на несколько объемов различной проницаемости, как бы вложенных один в другой. Последовательный расчет «промыывания» этих объемов, начиная с наиболее проницаемого, был бы самым правильным решением задачи.

Другая сложность заключается в том, что граница раздела между водами разных генераций не может быть совершенно четкой вследствие смешивания главным образом в результате диффузии. В общем плане следует говорить о взаимном обмене молекулами и ионами между водами различного генезиса, возраста и состава, находящимися в смежных объемах пород.

Выше принимался в расчет только односторонний переход вод из глин в коллекторы, на самом же деле соотношения более сложные. При восходящих тектонических движениях и в случаях, когда денудация вызывает снижение геостатической нагрузки, может происходить засасывание или вдавливание вод в водоупоры. При этом может наблюдаться разуплотнение глин и при соответствующих соотношениях давлений засасывание ими жидкости из коллекторских пород. На эти явления в свое время обращал внимание М. Чини.

Засасывание пластовых вод водоупорами может происходить на инфильтрационных гидрогеологических этапах, связанных с положительными колебательными движениями. Таким образом, инфильтрационный водообмен отчасти захватывает и глинистые пачки. При этом в водоупоры могут проникать как инфильтрационные воды, так и сохранившиеся от предыдущего этапа гидрогеологической истории седиментогенные воды, выжатые ранее из глин. Следовательно, в глины частично возвращаются прежде находившиеся в них воды.

Засасывание глинами пресных метеогенных вод из коллекторов может вызывать рассоление глин (по Л. А. Гуляевой). Такие явления в ряде случаев как будто подтверждаются составом пропитывающих глину растворов. Другой причиной расслоения глинистых пород могут быть процессы диффузионного выщелачивания (см. выше).

Неоднократная смена элизионных и инфильтрационных этапов для одного водоносного комплекса должна постепенно усложнять генетическую характеристику пластовых вод и вод в водоупорных породах. Так, на первом элизионном (седиментационном) этапе имеются только седиментогенные воды. На первом инфильтрационном этапе появляются инфильтрационные воды. На втором элизионном этапе в коллекторы могут попасть новые порции седиментогенных вод, выжатые из глин уже на этом этапе, и т. п.

Схема формирования пластовых вод в процессе перераспределения вод между коллекторами и водоупорами (глинами) изображена на рис. 22. Схема отображает такой средний случай, при котором на последующих этапах гидрогеологической истории процессы инфильтрации и перераспределения вод идут более или менее равномерно, а водообмен в коллекторах в течение отдельных этапов приводит

лишь к частичной замене одних вод другими. В конкретных случаях общий ход этих процессов может быть значительно ускорен или замедлен.

Кроме того, вследствие указанных выше явлений взаимопроникновения контактирующих вод разного генезиса возможен случай, когда такие воды на каких-то этапах уже прекращают раздельное существование. Однако такой случай нельзя считать общим.

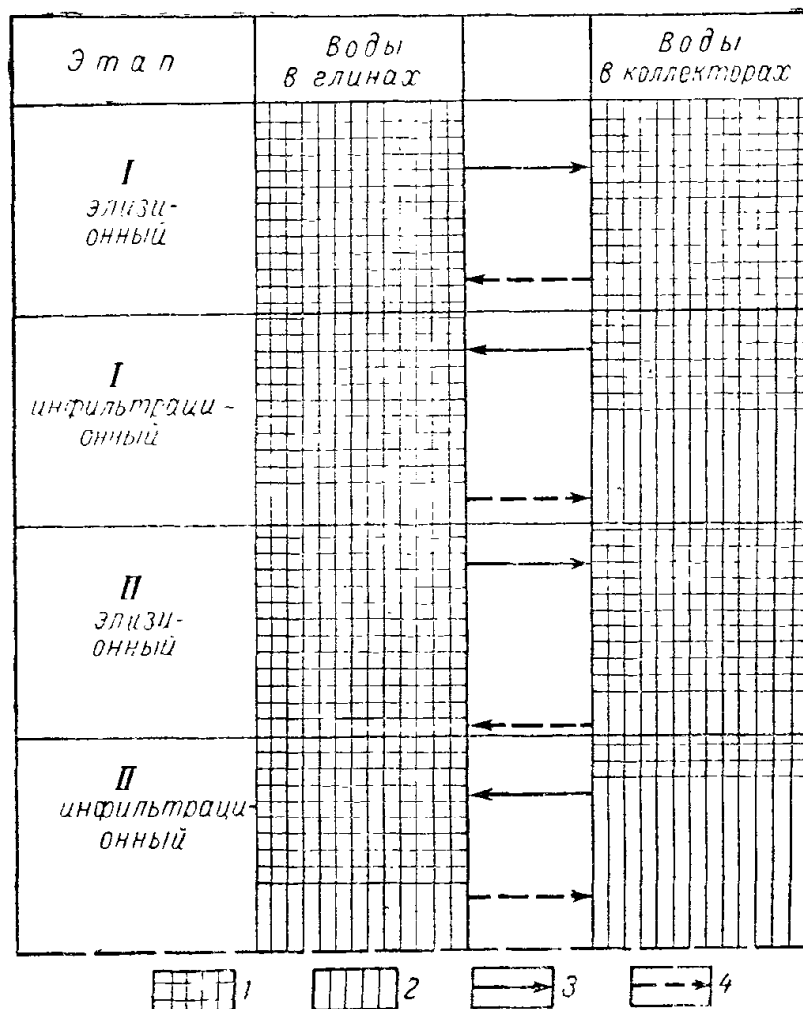


Рис. 22. Схема формирования подземных вод в процессе перераспределения между глинами и коллекторами (по А. А. Карцеву и С. Б. Вагину).

1 — седиментогенные воды; 2 — инфильтрационные воды;
3 — главное направление перемещения вод; 4 — второстепенное направление перемещения вод.

Следовательно, воды в глинистых породах должны нести на себе следы процессов водообмена между водоупорными и проницаемыми породами.

Воды, заключенные в глинах и других водоупорных породах, изучаются в последние годы при помощи отпрессовывания из пород при высоком давлении (горные растворы). При таком изучении подмечены важные и интересные закономерности. Так, оказалось, что при достижении некоторой величины давления (разной для различных типов глин, для каолина — 3800 кгс/см²) минерализация

отжимаемого раствора начинает снижаться (по И. А. Крюкову). Видимо, при соответствующих давлениях начинают отжиматься адсорбированные воды, имеющие, как известно, пониженную растворяющую способность и содержащие вследствие этого мало растворенных веществ.

Сопоставление минерализаций и ионно-солевых составов горных растворов и свободных вод, находящихся в соседних коллекторах, показало, что в одних случаях минерализация и состав тех и других близки, в других же случаях сильно различаются (материалы А. Е. Бабинца, В. В. Красинцевой, Г. М. Сухарева и Т. С. Крумбольдт и др.).

Полученные разными исследователями данные носят несколько противоречивый характер. Например, результаты изучения свободных вод и горных растворов в мезо-кайнозойских породах Днепровско-Донецкой впадины, проведенного А. Е. Бабинцом, показали, что минерализация свободных вод и горных растворов имеет один и тот же порядок, а ионный состав тех и других резко различен. На малых глубинах минерализация горных растворов больше или равна минерализации свободных вод, на больших же глубинах соотношения становятся обратными.

И. С. Котова и А. Н. Павлов, опираясь на данные изучения водных вытяжек из пород и некоторые общие соображения, выдвинули идею об особой гидрохимической зональности водоупоров, обратной прямой гидрохимической зональности, наблюдаемой в коллекторах. Однако имеющиеся материалы, например, Г. М. Сухарева и Т. С. Крумбольдт по Азербайджану, Г. А. Алиевой по Дагестану, противоречат этой идее: минерализации свободных вод и горных растворов изменяются в этих случаях по разрезу в общем параллельно.

Из сказанного вытекает, что изученность вод в глинах пока еще не позволяет сделать обоснованные обобщения и конкретные генетические выводы.

§ 9. Общий ход формирования подземных вод и рассолов

Формирование подземных вод и рассолов представляет собой весьма сложный комплекс процессов. Первоначально в осадочные породы морского происхождения попадают седиментационные воды с составом морской воды или вод других бассейнов осадконакопления. Эти воды изменяются окислительно-восстановительными, катионно-обменными и другими процессами и перемещаются под действием главным образом геостатической нагрузки. Затем в те же породы могут проникать пресные инфильтрационные метеогенные воды. Эти воды могут продвигаться вглубь под влиянием неровности рельефа земной поверхности и дислокаций пород, изменяясь вследствие выщелачивания, окислительно-восстановительных и других процессов и вытесняя из коллекторов седиментогенные воды, а частично смешиваясь с последними.

Однако промывание пластов и замена древних вод (как седиментогенных, так и древних инфильтрационных) более молодыми проис-

ходят далеко не всегда. В действительности водообмен и промывание пород могут проходить лишь локально, минуя участки с застойными условиями — зоны пониженной проницаемости пород, участки вблизи выклинивания коллекторских пластов и пропластков и вблизи тектонических разрывов, служащих экранами, участки, расположенные вблизи крупных залежей нефти и газа и т. п. Наличие таких участков создает благоприятные условия для сохранения в их пределах седиментогенных и вообще более древних вод.

Кроме того, смена элизионных этапов инфильтрационными, и наоборот, происходит не только во времени, но и в пространстве: соседние районы развиваются геологически и гидрогеологически по-разному. Это может приводить к тому, что в ходе геологической и гидрогеологической истории в общее развитие бассейна втягиваются районы, до тех пор не проходившие, скажем, инфильтрационных этапов и сохранившие седиментогенные воды.

Возможны случаи, когда инфильтрогенные воды в последующем вновь замещаются седиментогенными водами, например, при большой продолжительности элизионного этапа второго гидрогеологического цикла (или последующих циклов), при накоплении на этом этапе мощных толщ отложений, при резком преобладании в данной формации глин над коллекторскими породами. В таких случаях продолжительность второго (или одного из следующих) элизионного этапа может быть больше длительности времени полного элизионного водообмена на этом этапе. Это означает, что к концу второго элизионного этапа в данной толще уже снова не будет инфильтрогенных вод, так как они снова будут замещены седиментогенными. Такое явление имеет большое значение. Оно показывает, что возможности сохранения седиментогенных вод в течение длительного времени весьма велики. Тем более, что последующие инфильтрационные этапы ввиду наличия покрывки из более молодых отложений, а также больших глубин залегания древних пород часто лишь слабо сказываются на толщах, заполненных водами прежних гидрогеологических циклов. Правда, вторичное заполнение коллекторов седиментогенными водами, видимо, происходит при значительной роли смешивания этих последних с находившимися в коллекторах водами, а не только путем простого вытеснения. Как бы то ни было, при этом повышается содержание в коллекторах седиментогенных вод.

С течением времени, особенно при повышенных температурах, в породах возрастает и количество возрожденных вод.

Химические изменения как талассогенных, так и метеогенных вод на глубине во многом сходны (восстановление, катионный обмен и др.) и иногда ведут к сходным результатам. Смешивание и дифференциация разных вод происходят также при участии процессов гравитационной конвекции и диффузии.

На рис. 23 приведена схема формирования подземных вод на фоне общего круговорота воды в природе. На схеме виден внешний круговорот воды, не захватывающий подземные воды и происходящий

очень быстро (за 9 дней), и общий круговорот, захватывающий также и подземные воды и в целом происходящий неизмеримо медленнее.

В круговороте природных вод принимают участие седиментация, инфильтрация, родники, гидратация и дегидратация минералов, магматические и другие процессы.

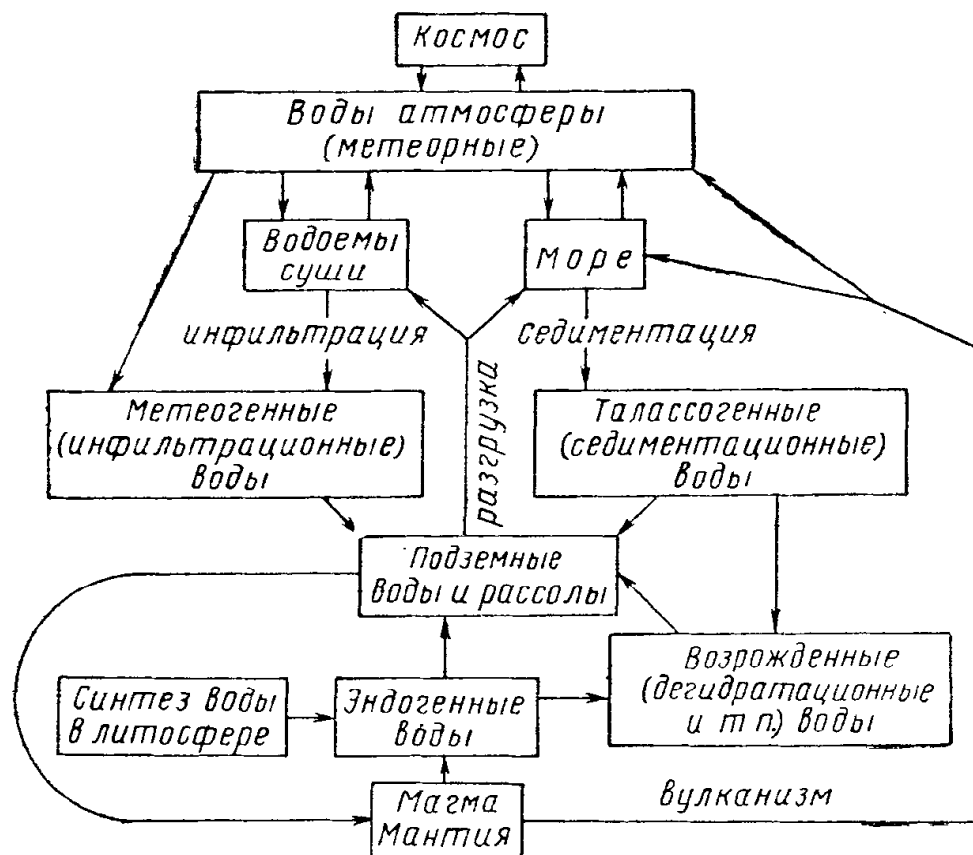
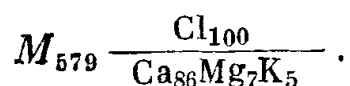
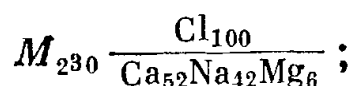
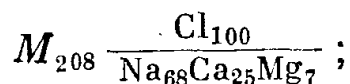


Рис. 23. Схема общего круговорота воды в природе.

§ 10. Происхождение подземных рассолов

Одним из важнейших вопросов проблемы формирования подземной гидросферы является вопрос о происхождении подземных рассолов, массы которых в недрах колоссальны (по объему они занимают миллионы кубических километров). Как правило, рассолы занимают нижние этажи подземных водных бассейнов — зону Г по классификации Н. И. Толстихина и др., мощность которой иногда достигает нескольких километров, — и часто контактируют с залежами нефти и газа. По составу это хлоридные кальциево-натриевые, значительно реже — натриево-кальциевые (иногда магниево-кальциевые и даже кальциевые) рассолы, представление о составе которых дают следующие примеры:



Как видно, минерализация подземных рассолов может достигать колоссальных величин; есть сведения о рассолах с содержанием солей около 800 г/кг.

Подобные сверхкрепкие рассолы во всех известных случаях теснейшим образом связаны с соленосными толщами. Но что касается основной части подземных рассолов, минерализация которых обычно не превышает 300 г/кг, то их генезис в настоящее время еще не имеет общепризнанного объяснения.

Для объяснения происхождения и закономерностей распространения подземных рассолов предложен ряд гипотез. Эти гипотезы можно подразделить на три группы: эндогенные, инфильтрационные и седиментогенные. Всесторонний обзор их недавно был сделан Л. С. Балашовым, И. К. Зайцевым и А. М. Овчинниковым.

1. По поводу представлений о ведущей роли эндогенных вод в формировании подземных вод и рассолов говорилось выше (§ 6, гл. IV).

Здесь следует кое-что добавить по поводу идеи В. Ф. Дерпгольца и других исследователей об эндогенном характере хлора, являющегося важнейшим компонентом подземных рассолов. Во-первых, следует обратить внимание на то, что воды вулканов и воды, связанные с поствулканическими процессами, среди которых присутствует некоторая доля определенно эндогенных вод (правда, небольшая; см. § 6, гл. IV), никогда не являются рассолами. Более того, имеются свидетельства (Г. А. Соколов и Д. И. Павлов), что хлор, присутствующий в магматических образованиях, в существенной мере ассимилирован из осадочных формаций и насыщающих их рассолов.

Во-вторых, предполагаемые В. Ф. Дерпгольцем механизмы проникновения рассолов из мантии в нижние горизонты осадочных бассейнов неправдоподобны. Фильтрация через базальтовую и гранитную оболочки совершенно невозможна. Диффузия, даже если отвлечься от ее ничтожных скоростей и громадной мощности упомянутых оболочек, здесь тоже ничего не объясняет: при громадных концентрациях хлора в рассолах осадочной толщи невозможно представить себе градиент концентраций, обуславливающий диффузию хлора, направленную вверх; скорее можно было бы говорить о диффузии хлора в глубь Земли.

Наконец, наблюдаемая в ряде случаев совершенно явная связь подземных рассолов с соленосными толщами тоже говорит против эндогенной гипотезы. Последняя, таким образом, должна быть признана полностью несостоятельной.

2. Гипотезы, предполагающие формирование подземных рассолов из пресных инфильтрационных (метеогенных) вод, представлены несколькими разновидностями: выщелачивания, диффузионной, подземного испарения и др.

Сторонниками гипотезы выщелачивания (Е. В. Пиннекер, Г. П. Якобсон и др.) предполагается, что минерализация, присущая подземным соленым водам и рассолам, приобретает в основном в процессе движения инфильтрационных, первоначально пресных вод по пластам за счет растворения имеющихся в последних солей и качественно меняется в результате обменных реакций¹.

Однако за счет выщелачивания обычных осадочных пород (морского генезиса) содержание солей в подземных водах, как явствует из подсчетов А. Шеллера и других данных, может достигнуть лишь

¹ Названные авторы не отрицают существования и седиментогенных вод.

50 г/л. Если выщелачиваются пресноводные отложения, то максимальная минерализация вод будет значительно меньше этой величины, что хорошо увязывается с отсутствием соленых вод в бассейнах, заполненных пресноводными отложениями (например, Зейский, Буреинский, Байкальский бассейны и т. п.). Следовательно, образование рассолов в результате выщелачивания обычных (несоленосных) пород невозможно.

Иная картина может быть при наличии больших масс каменной соли. Действительно, часть подземных рассолов совершенно определенно формируется в результате выщелачивания залежей галита; это так называемые *рассолы выщелачивания*, хорошо известные в соляных месторождениях. Однако эти рассолы имеют специфический состав — почти исключительно хлоридно-натриевый (при очень незначительном содержании ряда характерных для других рассолов микрокомпонентов — брома, бора, лития, калия и др.), тогда как основная масса подземных рассолов, как отмечалось выше, отличается высоким содержанием кальция. Общая масса рассолов выщелачивания относительно незначительна

К гипотезе выщелачивания примыкает и д и ф ф у з и о н н а я гипотеза, развиваемая в последнее время С. И. Смирновым, согласно которой подземные рассолы формируются в результате постушления в инфильтрогенные воды хлоридов из соляных залежей и распространения их по бассейну путем диффузии. В адрес этой концепции нужно высказать следующие замечания. Во-первых, результаты диффузионного выщелачивания не должны отличаться от результатов «прямого» выщелачивания, а следовательно, указанные выше недостатки гипотезы выщелачивания присущи и диффузионной гипотезе.

Во-вторых, гипотеза базируется на преувеличении масштабов и роли процессов диффузии ионов и солей в осадочных толщах вследствие ряда грубых методологических ошибок и произвольных допущений (см. § 2, гл. IV). Поэтому взгляды С. И. Смирнова должны быть со всей решительностью отвергнуты.¹

Гипотеза формирования рассолов из пресных инфильтрогенных вод в результате подземного испарения неоднократно подвергалась всесторонней и убедительной критике. Однако роль подземного испарения не исключена в частном случае очень высокой насыщенности разреза углеводородами (см. гл. X).

Резкой критике подвергнута также гипотеза трансляционной дифференциации солей и ионов, выдвинутая в свое время О. Я. Самойловым и Д. С. Соколовым. Недавно Л. С. Балашовым, И. К. Зайцевым и А. М. Овчинниковым было ясно показано, что скорость трансляционного перемещения ионов и солей слишком ничтожна (как и для диффузии), а если бы была достаточной, то рано или поздно все солевые компоненты водного раствора должны были бы собраться на уровне верхней границы непроницаемого кристаллического фундамента, чего в действительности не наблюдается.

Следовательно, все попытки доказать образование подземных рассолов (за исключением весьма ограниченной категории рассолов выщелачивания) из инфильтрогенных вод потерпели неудачу.

3. Третья группа гипотез предполагает образование подземных рассолов преимущественно за счет седиментогенных вод. Здесь тоже имеются различные варианты. Так, Е. В. Посохов развивает идею об унаследованности количественной и качественной характеристики

¹ Подробнее о гипотезе С. И. Смирнова см. в статье Н. Б. Вассоевича и др. (1972).

минерализации подземных рассолов от родоначальных наземных бассейнов; большинство советских исследователей, придерживающихся седиментационной теории, признавая унаследованность общей минерализации, объясняют качественный состав диа- и катагенетическими изменениями; наконец, среди американских авторов распространены взгляды о частичном образовании рассолов из солевых седиментогенных вод при росте минерализации в результате мембранно-осмотических процессов.

Необходимо остановиться на всех этих представлениях несколько подробнее.

Гипотеза Е. В. Посохова включает представление о «древних хлор-кальциевых морях» (точнее — хлоридных кальциево-натриевых), следовательно, она базируется на определенных представлениях о химической эволюции гидросферы, согласно которым еще в палеозойскую эру состав океанов сильно отличался от современного, особенно большим содержанием кальция. По Е. В. Посохову наблюдаемые сейчас подземные воды и рассолы хлоридного кальциево-натриевого и натриево-кальциевого составов — это почти неизмененные захороненные воды древних морей и лагун.

Однако новейшие материалы Н. М. Страхова, А. П. Виноградова и других исследователей не подтверждают тех представлений об эволюции гидросферы, которые лежат в основе гипотезы Е. В. Посохова. Кроме того, наблюдаемое распределение рассолов по стратиграфическим разрезам различных бассейнов тоже совершенно не соответствует основным положениям гипотезы: рассолы любых типов встречаются в отложениях практически любого возраста; рассолы с преобладанием кальция над натрием встречаются в кайнозойских отложениях в условиях, исключающих возможность появления их там в результате миграции из более древних пород (например, в Южно-Каспийском, Предкарпатском бассейнах — см. гл. XIV).

Следовательно, гипотеза об унаследованности состава подземных рассолов от древних водоемов, не может быть признана правильной.

Большинство современных исследователей (М. Г. Валяшко, И. К. Зайцев, В. И. Лебедев, А. Е. Ходьков и др.) придерживаются литогенетической¹ теории формирования основной массы подземных рассолов, наиболее полно и логично объясняющей наблюдаемые факты и закономерности.

Согласно этой теории объяснение происхождения подземных рассолов (не считая рассолов выщелачивания) заключается в признании в качестве их первоисточника рапы древних солеродных бассейнов, измененной затем процессами диагенеза и катагенеза, включающими восстановление сульфатов и различные формы обмена катионов (особенно реакцию Мариньяка — Курнакова). В таком случае образование рассола и дальнейшее накопление в нем солей должно было происходить еще в условиях земной поверхности в результате выпаривания воды под действием солнечной энергии, а наблюдаемые особенности ионно-солевого состава объясняются диа- и катагенетическими процессами; некоторое возрастание общей

¹ Некоторые из авторов называют эту теорию «седиментационно-диагенетической», что не совсем верно, так как процессы формирования подземных рассолов продолжаются и при катагенезе, т. е. связаны фактически со всеми стадиями литогенеза.

минерализации уже в подземных условиях может быть вызвано обменом магния раствора на кальций породы (при доломитизации и т. п.) — по подсчетам В. И. Гуревича около 17%.

За талассогенную седиментогенную природу основной массы подземных рассолов, в том числе связанных с нефтегазоносными толщами, свидетельствует, помимо приведенных выше, еще целый ряд факторов. Здесь сначала следует остановиться на изотопном составе молекул воды. Так, по данным Э. Дегенса и соавторов (E. Degens, T. Hunt, 1964) наблюдается корреляция общей минерализации подземных вод и рассолов с относительным содержанием

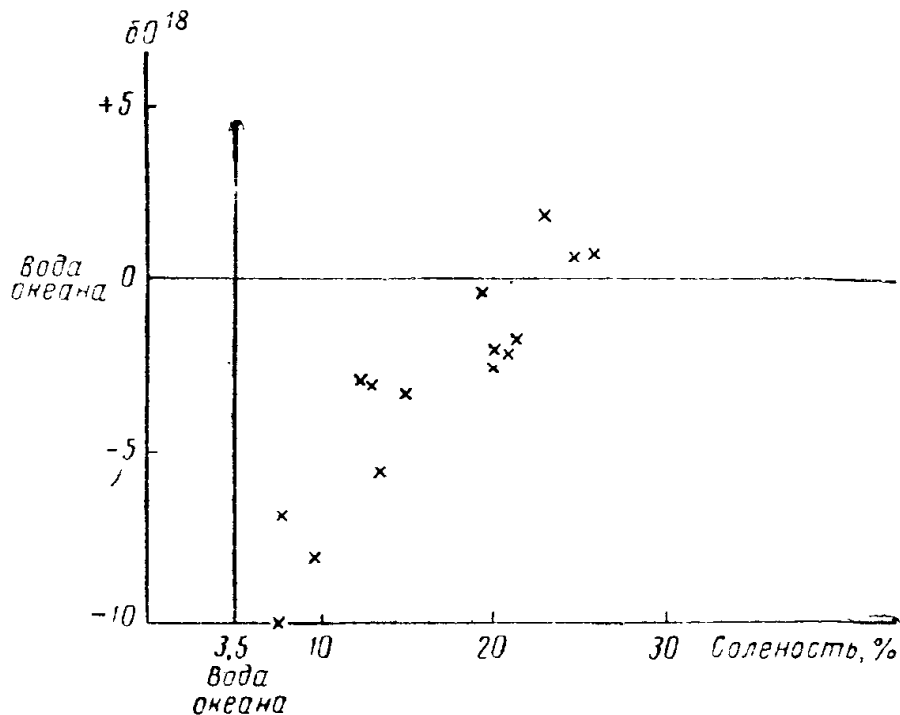


Рис. 24. Зависимость между изотопным составом кислорода и минерализацией вод из отложений нижнего палеозоя Северной Америки (по Э. Дегенсу).

тяжелого изотопа кислорода (O^{18}) в молекулах H_2O (рис. 24). Эта связь отражает рост обеих величин при испарении воды, а также их уменьшение при разбавлении талассогенных вод пресными метеогенными (в результате смешивания). При осолонении пресных метеогенных вод в результате выщелачивания (простого или диффузионного) солей из пород такой зависимости не должно быть, так как в этом случае к пресной воде добавляются только ионы и молекулы солей, а чуждых молекул вод не поступает.

Изотопный состав кислорода подземных вод может меняться за счет изотопного обмена с карбонатами в сторону утяжеления. Однако, по-видимому, этот процесс не имеет большого значения. В пользу последнего положения можно привести тот факт, что как установлено Э. Дегенсом с соавторами, между изотопными составами кислорода и водорода подземных вод, а точнее между величинами O^{16}/O^{18} и H/D имеется линейная связь; на изотопный же состав водорода воды никакие процессы, кроме фракционирования при испарении («эффект Рэлея»), существенного влияния не оказывают.

Интересные данные получены в СССР В. С. Брезгуновым и другими исследователями по изотопному составу водорода подземных вод (главным образом при помощи фотонейтронного анализа). Определено содержание дейтерия в водах большинства крупных подземных бассейнов СССР (в том числе нефтегазоносных); полученные данные отражают изменения изотопного состава водорода вод по разрезу и площади бассейнов. Особенно значительны результаты, полученные по Западно-Предкавказскому, Каракумскому, Днепровско-Донецкому и некоторым другим бассейнам. Они хорошо увязываются с данными гидрогеологии и в ряде случаев существенно уточняют их. Основная закономерность сводится к тому, что относительные концентрации дейтерия растут в том же направлении, что и общая минерализация вод и предполагаемое (по другим данным) увеличение доли талассогенных вод. Доля последних в общей массе хлоридных вод крупных подземных бассейнов является согласно полученным В. С. Брезгуновым данным очень большой.

Особо стоит вопрос о фракционировании изотопов водорода при очень высокой рассольной минерализации. По данным Ю. А. Борщевского и В. Н. Христианова, а также по результатам экспериментов Р. Гонфьянтини (R. Gonfiantini, 1965) на конечных стадиях испарения рассол обогащается дейтерием. По-видимому, подобное явление наблюдается в кембрийских рассолах Иркутского амфитеатра.

Еще одним доказательством седиментогенной природы главной массы хлоридных подземных вод и рассолов служат результатами палеогидрогеологических исследований, в частности, проводившихся по методике, разработанной А. А. Карцевым, на материалах ряда бассейнов Советского Союза (см. гл. IX).

Первоисточником главной части хлора в хлоридных подземных водах и рассолах служили хлориды морской воды (и рапы отделившихся от моря солеродных водоемов). Это доказывается пространственной связью подземных рассолов с соленосными толщами, отсутствием рассолов и пониженной хлоридностью подземных вод в тех бассейнах, где нет соленосных толщ и преобладают или очень широко развиты отложения водоемов с пониженной соленостью (например, Западная Сибирь, бассейны Восточной Сибири и Дальнего Востока и др.). Эта закономерность была выявлена и особенно подчеркивается И. К. Зайцевым.

Однако далеко не все относящиеся сюда вопросы следует считать вполне ясными и решенными. В ряде случаев (например, в Волго-Уральском бассейне) соль залегает в верхах разреза, а самые крепкие рассолы, с чертами преобразованной рапы, находятся в низах разреза, не соприкасаясь с соленосными породами. Такие явления приходится объяснять путем привлечения представлений о плотностной конвекции (струйном гравитационном опускании рассолов) в условиях отсутствия достаточно выдержанных водупоров.

Подземные рассолы имеются и в бассейнах, где соленосные толщи не установлены. Примером может служить Южно-Каспийский

бассейн, где рассолы к тому же залегают в самых верхах разреза, замещаясь глубже слабоминерализованными водами. В подобных случаях формирование рассолов, возможно, связано с процессами подземного испарения в условиях очень большой мощности (а следовательно, высокой степени прогретости) водоносного разреза и максимальной насыщенности углеводородными газами.

Дж. Бредехофт (J. Bredehoeft, 1963), Э. Дегенс и некоторые другие американские исследователи, отмечая отсутствие (?) соленых толщ в некоторых рассолосодержащих бассейнах, например, в Иллинойсе, предполагают, что повышение минерализации до рассольной степени может происходить в результате действия мембранно-осмотического (фильтрационного) эффекта на обычные талассогенные воды. Разработана детальная теория этого процесса. Этот вопрос остается, однако, не вполне ясным и заслуживает дальнейшего изучения. Рост минерализации за счет указанного явления скорее может иметь лишь локальный характер (см. гл. X, а также P. Mangelsdorf, F. Mannheim, J. Gieskes, 1970).

Глава V

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДНЫЕ БАСЕЙНЫ И ГЕОГИДРОДИНАМИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ

Выделение и типизация скоплений, бассейнов и систем подземных вод имеют важное значение для гидрогеологического районирования, уточнения вопросов формирования подземных вод, а также для решения задач прикладной гидрогеологии — поисков, разведки и эксплуатации различного назначения подземных вод и рассолов. Большой интерес представляют вопросы типизации и строения подземных водных бассейнов и гидродинамических систем для гидрогеологии нефтяных и газовых месторождений.

§ 1. Основные понятия

Подземные воды и рассолы характеризуются условиями залегания и условиями движения. Условия залегания — это морфология скоплений подземных вод. Движение подземных вод в первую очередь должно характеризоваться факторами, его вызывающими. Поэтому следует разграничивать понятия о системах подземных вод, характеризующихся по условиям залегания и по условиям движения.

Системы подземных вод, обладающие едиными (сходными) условиями залегания, следует называть *п о д з е м н ы м и в о д н ы м и б а с с е й н а м и* (или бассейнами подземных вод, гидрогеологическими бассейнами). Системы подземных вод, характеризующиеся общими (сходными) условиями возникновения движения воды, следует называть *г е о г и д р о д и н а м и ч е с к и м и с и с т е м а м и*.

Среди подземных водных бассейнов различаются по признаку наличия или отсутствия напора: а) бассейны напорных вод, б) бассейны грунтовых вод; по признаку характера коллекторов: а) бассейны пластовых вод, б) бассейны трещинных вод. Можно выделить также различные промежуточные и сложные случаи.

Бассейны пластовых вод характерны преимущественно для равнинно-платформенных условий, а также для предгорных и межгорных впадин. Бассейны трещинных вод и сложные сочлененные

системы, состоящие из мелких бассейнов пластово-трещинных и трещинных вод, характерны для горно-складчатых областей, кристаллических щитов (т. е. для остатков древних горно-складчатых областей) и т. п.

Среди геогидродинамических систем следует различать: 1) грунтовые геогидродинамические системы, образованные грунтовыми и близкими к ним по типу водами со свободной поверхностью, и 2) природные водонапорные системы. Последние представляют главный интерес, особенно для гидрогеологии нефтяных и газовых месторождений.

Понятия о природных водонапорных системах были развиты (с применением несколько различающейся терминологии) В. Н. Щелкачевым, Г. Б. Пыхачевым, В. Н. Корценштейном, А. М. Овчинниковым, А. А. Карцевым. Под природными водонапорными системами следует понимать системы водоносных пластов и трещинных зон с заключенными в них напорными водами, обладающие общими условиями создания напора, а следовательно, и первоисточника движения.

По генезису и механизму возникновения напора природные водонапорные системы делятся на два главных типа: 1) элизионные и 2) инфильтрационные. В элизионных системах напор создается за счет выжимания вод из уплотняющихся осадков и пород в коллекторы и частично за счет уплотнения самих коллекторов с выжиманием вод из одних частей их в другие. В инфильтрационных системах напор создается за счет инфильтрации атмосферных и поверхностных вод в коллекторы и образуемой этими водами гидростатической нагрузки.

В элизионных системах по большей части создается напор и происходит выжимание вследствие осадконакопления и геостатической нагрузки. Поэтому большую часть элизионных систем можно трактовать как геостатические водонапорные системы. Но в какой-то части случаев уплотнение пород и выдавливание из них вод могут быть результатами геодинамического давления, возникающего при тектонических напряжениях. Подобные системы можно обозначать как геодинамические элизионные водонапорные системы. Это пока еще очень мало изученная разновидность водонапорных систем.

Соответственно инфильтрационные водонапорные системы могут быть названы гидростатическими.

Инфильтрационные системы являются открытыми системами, ибо сообщаются с земной поверхностью как в зонах создания напора, так и в зонах разгрузки; поэтому они располагаются свободно в поле сил земной тяжести. Движение жидкости в инфильтрационных системах осуществляется в основном соответственно вектору гравитационных сил и определяется убывающими величинами вертикальной составляющей напора, наименьшими в зонах разгрузки. Основную форму энергии в инфильтрационных системах представляет потенциальная энергия жидкости в поле сил тяжести, геометрическая

составляющая напора является определяющей. Характерное для информационных водонапорных систем пластовое давление (см. формулу III.2)

$$p_{\text{инф}} = H\rho.$$

Элизионные системы являются полураскрытыми, так как сообщаются с земной поверхностью лишь в зонах разгрузки. Основной формой энергии здесь является потенциальная энергия упругой деформации жидкостей, накапливающаяся в результате процессов уплотнения и выжимания в условиях полураскрытости системы. По Р. Г. Семашеву, если в инфильтрационных системах количество поступающей в систему жидкости в единицу времени ($Q_{\text{пост}}$) равно количеству жидкости, удаляющейся из системы в единицу времени

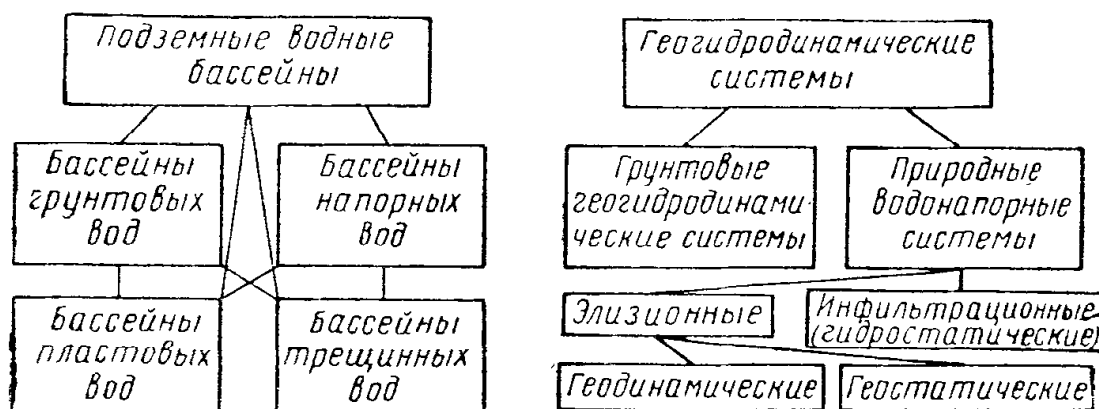


Рис. 25. Схема классификации геогидродинамических систем и подземных водных бассейнов.

($Q_{\text{уд}}$), то для становления элизионной водонапорной системы необходимым условием должно быть наличие избыточного количества жидкости ($Q_{\text{изб}}$). При этом происходит приращение давления в соответствии с законом

$$\Delta p = \frac{Q_{\text{изб}}}{\beta^* V_0}, \quad (\text{V.1})$$

где Δp — приращение давления;
 β^* — коэффициент сжимаемости жидкости;
 V_0 — общий объем жидкости в системе.

Величина приращения давления Δp и выражает собой появление главной составляющей напора вод в элизионных системах.

Избыточное количество жидкости поступает из уплотняющихся неколлекторских (или теряющих коллекторские свойства) пород, вместе с выжимаемыми водами в водоносные коллекторы передается часть геостатического (или геодинамического) давления. Поэтому, если для инфильтрационных систем характерно давление, близкое к условному гидростатическому (т. е. к давлению столба воды от плоскости замера до дневной поверхности над точкой замера), то для элизионных водонапорных систем характерно давление, превышающее гидростатическое (и условное и истинное), находящееся

между гидростатическим и геостатическим. Характерное для элизионных водонапорных систем пластовое давление

$$p_{эл} = H\rho + \Delta p.$$

В элизионных системах так называемые аномально высокие пластовые давления (АВПД) следует считать нормальными, а отнюдь не аномальными.

Схема классификации подземных водных бассейнов и геогидродинамических систем приведена на рис. 25.

§ 2. Соотношения различных подземных водных бассейнов и геогидродинамических систем во времени и в пространстве

Как следует из вышеизложенного, между подземными водными бассейнами и геогидродинамическими системами, а также между различными типами подземных водных бассейнов и между различными типами геогидродинамических систем могут существовать самые различные соотношения во времени и в пространстве. Одни и те же водоносные комплексы на протяжении времени своего существования могут попеременно входить то в состав подземных водных бассейнов, то в состав геогидродинамических систем разного типа, и в одно и то же время разными своими частями могут входить в состав различных бассейнов и систем.

Одни и те же водоносные комплексы на протяжении времени своего существования могут попеременно входить в состав элизионных и инфильтрационных водонапорных систем. В течение элизионных этапов гидрогеологической истории водоносные комплексы входят в состав элизионных систем, в течение инфильтрационных этапов — в состав водонапорных систем инфильтрационного типа. Тип водонапорной системы связан с характером текущего этапа гидрогеологической истории данного водоносного комплекса. Однако новые водонапорные системы того же типа, возникающие в тех же местах, отнюдь не являются копиями существовавших там на прежних этапах. Так, передача инфильтрогенного давления на глубоко залегающие сильно уплотненные толщи со временем становится весьма затрудненной.

В любой водонапорной системе могут находиться воды разного генезиса: в инфильтрационной — седиментогенные воды, сохранившиеся от прежней элизионной системы, существовавшей на этом месте, в элизионной — соответственно инфильтрогенные воды древней генерации. Исключением будут элизионные системы, в которых водоносные комплексы переживают первый элизионный (седиментационный) этап своей истории. Там будут находиться только седиментогенные воды. Во всех случаях в элизионных водонапорных системах выжимаемые седиментогенные, а на поздних этапах и иные воды составляют активный элемент системы, находящиеся же в коллекторах остаточные инфильтрогенные воды — пассивный элемент. В инфильтрационных водонапорных системах положение обратное.

В пределах осадочной оболочки Земли первичным, «первозданным», типом геогидродинамической системы всегда является элизионная водонапорная система, а первичным типом подземного водного бассейна — бассейн напорных пластовых вод. Поэтому наибольший интерес представляет превращение (перестройка) элизионной водонапорной системы в систему инфильтрационного типа.

В. А. Кудряков разработал схему гидродинамического развития — перестройки режима водонапорных систем при переходе от одного гидрогеологического этапа к другому. Из схемы следует, что превращение водонапорной системы одного типа в систему другого типа происходит постепенно и связано с ходом процесса перераспределения давления в коллекторах.

На рис. 26 представлены геометрические и аналитическое выражения форм пьезометрических кривых для этапов превращения элизионной водонапорной системы в инфильтрационную водонапорную систему (по В. А. Кудрякову), иными словами, переход от элизионного этапа гидрогеологической истории к инфильтрационному этапу (см. гл. IV). Выделены три этапа, первый из которых отвечает «чистой» элизионной системе (элизионный этап), второй — собственно переходный, третий соответствует уже «чистой» инфильтрационной системе (инфильтрационный этап).

Вследствие того, что процесс перераспределения давления может в некоторых случаях быть весьма длительным, обуславливая продолжительное существование неустановившегося гидродинамического режима, в пределах морфологически единого бассейна одновременно могут быть генетически различные источники давления и, следовательно, водонапорные системы разного генетического типа. Такое же явление может быть результатом дифференциации данного участка земной коры в процессе его тектонического развития. Участок, ранее развивавшийся как единый отрицательный геотектонический элемент, распадается на два (или более), из которых один продолжает прогибаться, а другой вовлекается в воздымание.

Элизионные водонапорные системы (геостатические) располагаются на прогибающихся участках, преимущественно занятых морями, а инфильтрационные водонапорные системы — на участках, занятых сушей. Однако это деление справедливо только в самых общих чертах.

На рис. 27 представлена принципиальная схема пространственного соотношения элизионной и инфильтрационной водонапорных систем. На схеме видно, что разные части отдельных водоносных комплексов могут находиться в пределах водонапорных систем различного типа. В инфильтрационных водонапорных системах давление убывает при удалении от зон инфильтрации, а в элизионных геостатических — в направлении от участков максимальной седиментации к участкам с минимальной седиментацией (см. рис. 26).

В результате действия различных геологических и гидрогеологических факторов в течение истории развития тех или иных комплексов пород и подземных водных бассейнов могут возникать весьма

Гидрогеологический цикл

Гидрогеологический цикл

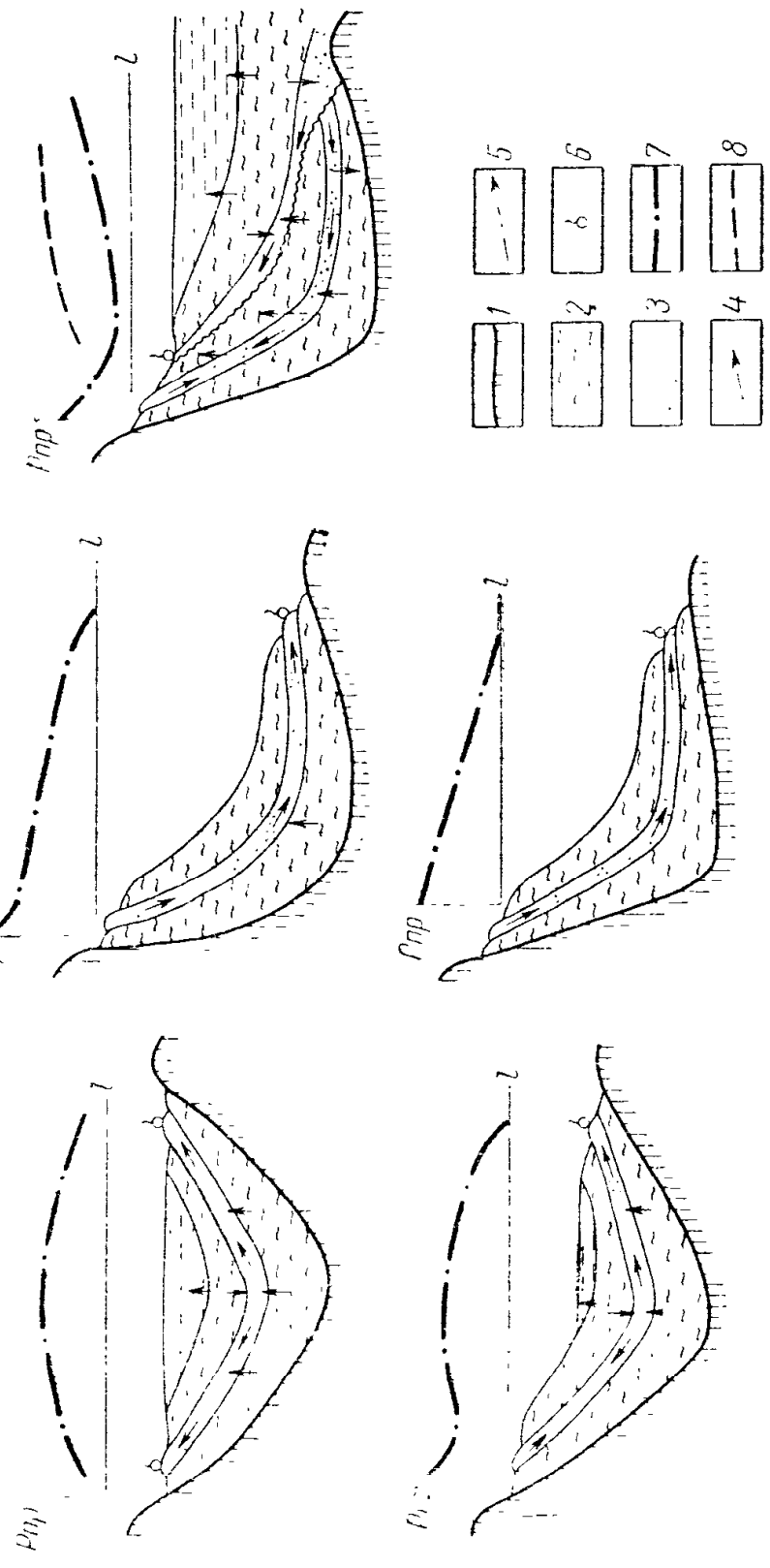


Рис. 26. Схема гидродинамического развития природных водонапорных систем (по В. А. Кудрякову).

1 — фундамент (нижний водоупор); 2 — глинистые породы; 3 — песчаные породы; 4 — направление потоков подземных вод; 5 — направление распыленной разгрузки; 6 — источники подземных вод; 7 — пьезометрические линии для водоносных горизонтов; 8 — верхнего. Р_{пр} — приведенное давление; l — длина профиля.

разнообразные соотношения геогидродинамических систем разных типов в пространстве. Некоторые схематизированные примеры таких соотношений, встречающиеся в осадочных бассейнах, изображены на рис. 28.

По характеру геогидродинамических систем подземные водные бассейны можно подразделить на гомогенные, содержащие геогидродинамические системы только одного типа, и гетерогенные, содержащие геогидродинамические системы разных типов.

Если говорить только о бассейнах напорных вод, то гомогенные бассейны можно подразделить на элизионные и инфильтрационные. Различные примеры гетерогенных бассейнов напорных вод можно видеть на рис. 28.

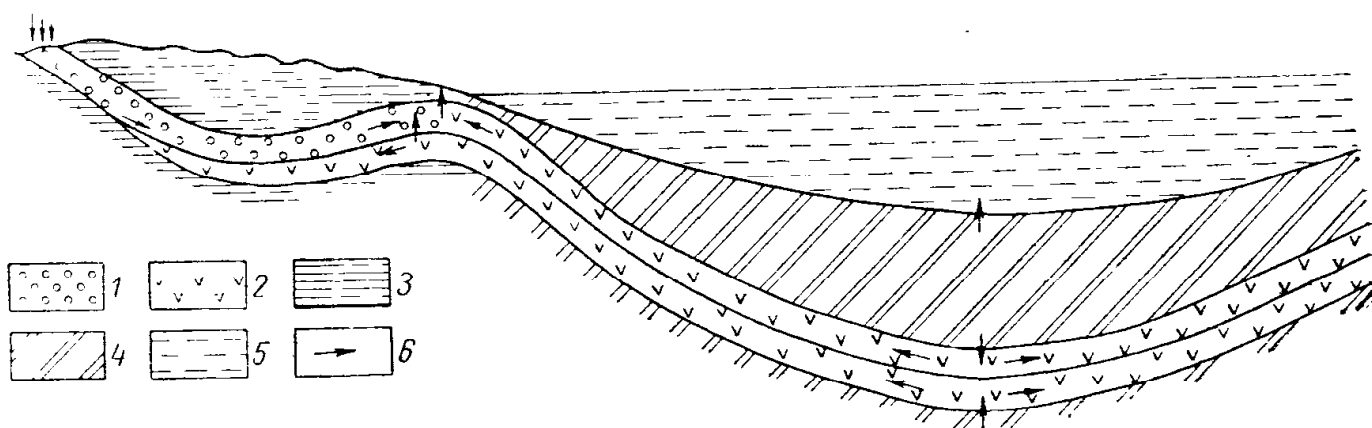


Рис. 27. Схема пространственных соотношений инфильтрационной и элизионной водонапорных систем в разрезе.

1 — инфильтрационная водонапорная система; 2 — элизионная система; 3 — водоупоры; 4 — уплотняющиеся илы — глины; 5 — море; 6 — направление движения вод.

Геогидродинамические системы грунтовых вод могут быть тесно связаны с различными природными водонапорными системами, образуя «шапку» последних.

Бассейны пластовых и трещинных или пластово-трещинных вод обычно контактируют на границах предгорных и межгорных впадин с горно-складчатыми сооружениями. Иногда существуют и сложные многоэтажные бассейны, где этажи вод трещинного характера обычно находятся внизу (в метаморфических и других породах).

Общее направление эволюции подземных водных бассейнов и геогидродинамических систем тесно связано с ходом геотектонического развития. Последнее приводит к постепенному вытеснению (в особенности в пределах геосинклиналей и отчасти платформ) осадочных бассейнов горно-складчатыми областями, а затем и кристаллическими щитами. Поэтому общую схему эволюции подземных водных бассейнов и геогидродинамических систем можно представить в виде преобладающего направления к развитию в конечном счете инфильтрационных водонапорных систем в пределах бассейнов трещинных вод и грунтовых геогидродинамических систем на щитах (рис. 29).

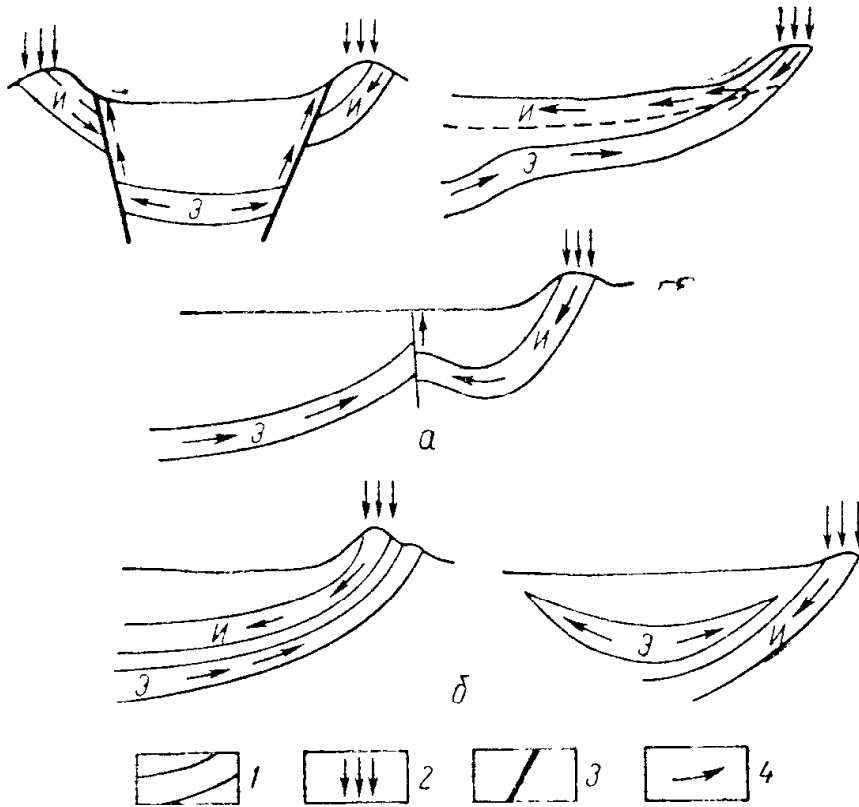


Рис. 28. Взаимоотношения водонапорных систем разных типов в водоносных бассейнах.

1 — стратиграфические границы; 2 — зоны инфильтрационного питания; 3 — сбросы; 4 — направление движения подземных вод.
 а — разные водонапорные системы в одном стратиграфическом комплексе (Азово-Кубанский, Ферганский бассейны); б — то же в различных стратиграфических комплексах (Афгано-Таджикский бассейн); э, и — водонапорные системы соответственно элизионного и инфильтрационного типов.

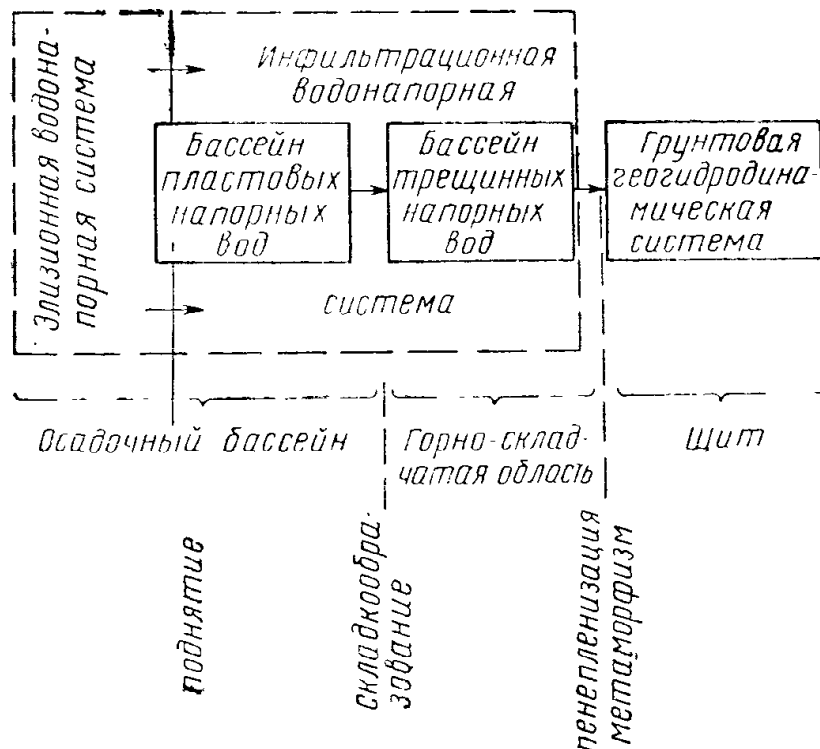


Рис. 29. Схема эволюции геогидродинамических систем и подземных водных бассейнов.

§ 3. Геологические условия и внутреннее строение инфильтрационных водонапорных систем

Инфильтрационные водонапорные системы изучены несравненно лучше элизионных. Их основные черты ранее считались общими для природных водонапорных систем вообще, пока не выяснилось, что они характеризуют лишь один тип последних.

Сначала следует остановиться на инфильтрационных водонапорных системах, как наиболее изученных, охарактеризовать на их примере некоторые общие черты строения и особенности природных водонапорных систем.

Природные водонапорные системы в бассейнах пластового типа состоят из водонапорных комплексов.

В общем случае каждый из водонапорных комплексов системы имеет свои зоны питания, создания напора и разгрузки (дренажа), собственную пьезометрическую поверхность. Соотношение пьезометрических уровней для разных водонапорных комплексов системы может быть различным и зависит, в частности, от рельефа земной поверхности.

Для каждого напорного водоносного пласта принято выделять зоны питания (нагрузки), зоны напора (стока) и зоны разгрузки (дренажа). В простейшем случае эти зоны имеют следующую характеристику.

Зона инфильтрационного питания напорного водоносного пласта располагается там, где он выходит на дневную поверхность на наивысших гипсометрических отметках. На этом участке атмосферные и поверхностные воды проникают в породы. В зоне питания водоупорная кровля отсутствует, и, следовательно, воды в данном горизонте, строго говоря, являются грунтовыми; они приобретают напор и переходят в напорные лишь при погружении, где появляется водоупорная кровля.

Зона разгрузки водонапорного горизонта в простейшем случае находится там, где он выходит на земную поверхность на более низких гипсометрических отметках, чем в зоне питания. Зона напора (стока) занимает все остальное пространство водонапорного пласта. В зоне напора при нарушении водоупорной кровли (в результате естественных или искусственных причин) уровень воды должен подняться выше этой кровли на высоту, которая называется пьезометрическим, или гидростатическим, уровнем (см. гл. III).

Пьезометрическая поверхность напорного водоносного пласта в простейшем случае является плоскостью, наклон которой (гидравлический уклон) обусловлен расстоянием между зонами питания и разгрузки и разностью их гипсометрических отметок. На разных участках пьезометрическая поверхность может располагаться как ниже, так и выше земной поверхности. В первом случае скважины, вскрывшие водонапорный горизонт, будут переливающимися (фонтанирующими), во втором случае вода поднимется в скважине до гидростатического уровня, не достигая поверхности земли.

Питание, инфильтрация и создание напора для какого-либо отдельного водоносного горизонта, водоносного комплекса, бассейна или водонапорной системы в общем случае могут происходить на различных участках, не совпадая в пространстве.

Во-первых, создание напора на участках погружения коллектора под водоупоры может не совпадать (или не полностью совпадать) в пространстве с инфильтрацией и питанием на обширных площадях развития коллекторских пород, не перекрытых водоупорами или вообще не содержащих напорных вод. Поступление вод из зон инфильтрации к зоне создания напора происходит в данном случае в виде грунтовых потоков.

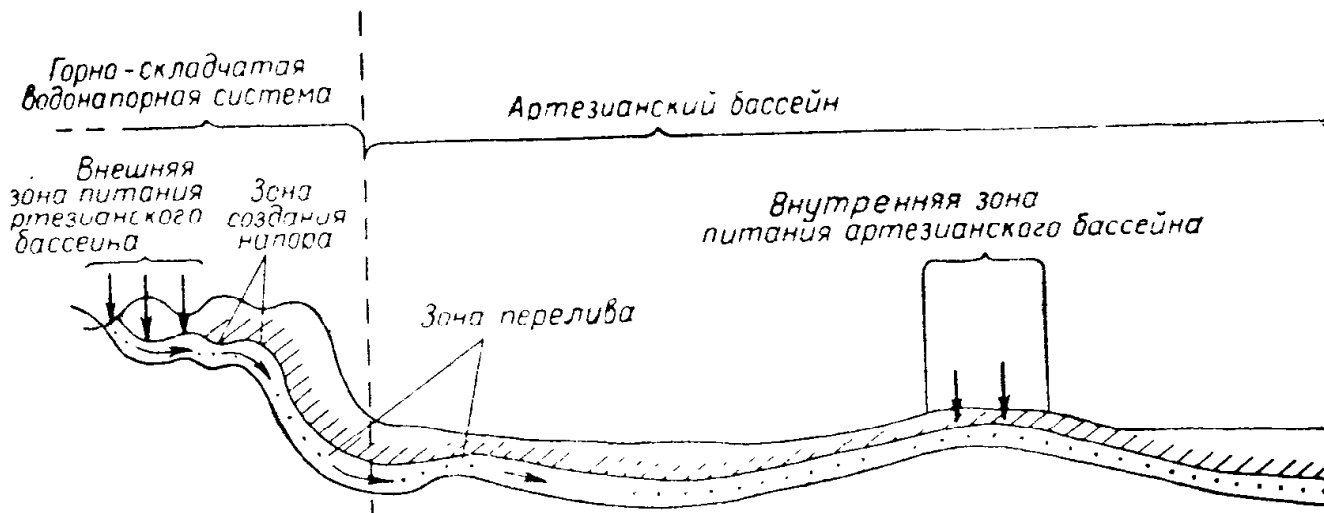


Рис. 30. Схема питания инфильтрационной водонапорной системы.

Во-вторых, в пределах данного бассейна в данные водонапорные комплексы вообще может не происходить инфильтрации и питание их может осуществляться за счет перелива (перетока) вод из соседних бассейнов или из других горизонтов. В этом случае для определенных водонапорных комплексов или в целом для бассейнов зонами питания будут участки перелива (перетока), а создание напора будет происходить вне пределов комплекса или бассейна (на участках перелива будет лишь передача напора).

По Н. И. Толстихину можно различать внешние и внутренние зоны инфильтрационного питания бассейна пластовых вод. Внешние зоны питания находятся вне пределов самого бассейна пластовых вод, в соседних бассейнах трещиноватых вод в горно-складчатых системах. В этом случае зона питания водоносного комплекса не совпадает с зоной создания напора в данном комплексе. Внутренней областью питания является часть самого бассейна пластовых вод, где происходит инфильтрация в водоносные комплексы бассейна. Часто внутренние зоны питания называют геологическими окнами.

Положение внешних и внутренних зон питания по отношению к другим элементам инфильтрационной геогидродинамической системы показано на схеме (рис. 30).

Для инфильтрационных систем полностью или частично расположенных в межгорных и предгорных впадинах и прогибах, прилегающих к системам преимущественно молодых (или омоложенных) горных сооружений, обычно главную роль играют горные внешние области питания; характерны и горные зоны создания напора. Примерами могут служить инфильтрационные системы Западно-Предкавказского и Восточно-Предкавказского бассейнов, зоны питания и зоны создания напора которых находятся в пределах горно-складчатого сооружения Большого Кавказа и являются внешними.

Внутренние области питания характерны для тех инфильтрационных систем платформенных областей, которые не связаны или слабо связаны с горно-складчатыми сооружениями (хотя могут и граничить с ними). Внутренние зоны питания и создания напора расположены обычно в условиях холмисто-равнинного рельефа. Примером является инфильтрационная система Волго-Уральского бассейна; древнее горно-складчатое сооружение Урала, по-видимому, не играет большого влияния в питании и создании напора этого бассейна.

В работах А. Н. Мятиева, М. А. Гатальского и И. В. Гармонова с соавторами показано, что пьезометрические поверхности водонапорных горизонтов в платформенных бассейнах зависят от современного рельефа земной поверхности в пределах бассейнов. Зоны питания и создания напора могут быть приурочены к разнообразным положительным формам рельефа — междуречным (водораздельным) пространствам, возвышенностям и низкогорным сооружениям. Эти участки характеризуются выпуклостью пьезометрической поверхности и падением напора вод с глубиной по мере проходки скважин. По А. Н. Мятиеву, И. В. Гармонову и другим исследователям это свидетельствует о наличии нисходящих фильтрационных токов сквозь водоупорные породы, т. е. о питании водонапорных комплексов даже в местах перекрытия их водоупорами. Однако М. А. Гатальский объясняет эти явления передачей гидравлического давления через водоупоры, без фильтрации, т. е. признает наличие только зон создания напора, а не зон питания.

По И. В. Гармонову с соавторами соотношение пьезометрических поверхностей водоносных комплексов на юге Обь-Иртышского междуречья (в юго-восточной части Западно-Сибирского бассейна) в зависимости от рельефа иллюстрируется схемой, представленной на рис. 31. Пьезометрическая поверхность (равно как и зеркало грунтовых вод) имеет выпуклую форму на водоразделах и вогнутую в древних долинах. На водоразделах самые высокие отметки имеет зеркало грунтовых вод, а затем следуют пьезометрические поверхности все более древних и глубже залегающих водонапорных комплексов. Таким образом, эти водонапорные комплексы имеют внутренние зоны создания напора, в пределах которых они даже не выходят на поверхность.

В питании некоторых водонапорных комплексов иногда важную роль играет п е р е л и в (переток) вод из одного водонапорного комплекса в другой, из верхнего в нижний, или наоборот, в зависимости от соотношения напоров. При наличии у нижних водонапорных комплексов внешних высокогорных зон питания и зон создания напора верхние водонапорные комплексы могут быть расположены ниже

предгорий. Такие явления весьма обычны в водонапорных системах, связанных с горно-складчатыми сооружениями (рис. 30). В этих условиях в нижнем комплексе создается более высокий напор и при наличии трещиноватых проводящих зон (что весьма обычно) может происходить переток вод из нижнего водонапорного комплекса в верхний. Питание верхнего водонапорного комплекса будет в таком случае подземным. Подобные явления известны, например, в Восточно-Предкавказском бассейне, где воды из мезозойских отложений переливаются по зонам тектонических разрывов и трещин в палеоген-неогеновые горизонты.

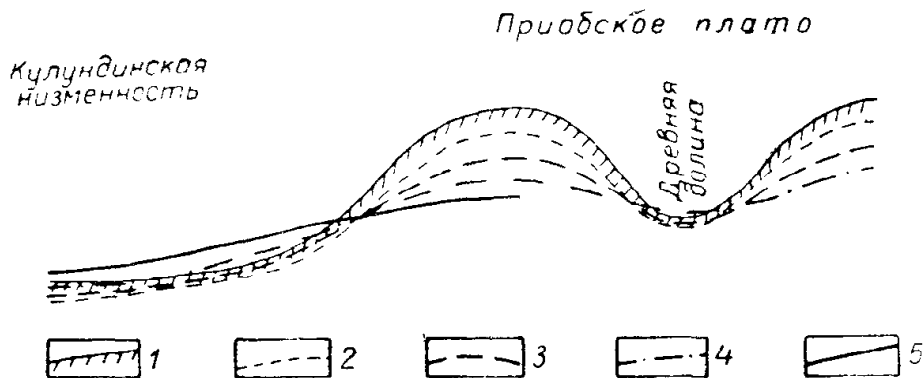


Рис. 31. Схема соотношений пьезометрических поверхностей водонасыщенных горизонтов и уровней грунтовых вод в зависимости от рельефа (по И. В. Гармонову и др.).

1 — поверхность земли; 2 — уровни грунтовых вод; пьезометрические поверхности водонасыщенных горизонтов: 3 — неогенового, 4 — олигоценового, 5 — мелового.

Происходит также перелив вод из одного бассейна напорных вод в другой через подземные водоразделы. Границы между отдельными бассейнами в некоторых случаях весьма условны. Очень многие бассейны соединяются один с другим, подобно морям.

§ 4. Геологические условия и строение элизионных водонапорных систем

Элизионные природные водонапорные системы по сравнению с инфильтрационными еще слабо изучены. Между тем этот вопрос становится актуальным вследствие того, что бурение вскрывает все более глубокие пласты и пласты, залегающие под современными морскими акваториями, а именно в этих условиях развиты преимущественно элизионные системы.

Вообще первоначально предполагалось, что водонапорные системы элизионного типа располагаются только на участках, занятых морями, тогда как на участках, занятых сушей, располагаются инфильтрационные водонапорные системы. Однако к настоящему времени выяснилось (Б. М. Яковлев, В. В. Колодий, С. Талинов, Р. Г. Семашев и др.), что распространение элизионных систем гораздо шире и что они развиты вообще в пределах прогибающихся

участков, причем иногда и там, где прогибание и осадконакопление выражены довольно слабо.

В связи с тем повышенным интересом, который в настоящее время вызывают элизионные водонапорные (геостатические) системы, следует остановиться на возможных подразделениях их на подтипы. Как и при выделении типов природных водонапорных систем, при этом предпочтительно придерживаться генетического признака, в данном случае сводящегося к уточнению вариантов генезиса напора вод.

В этом плане следует различать: 1) системы, в которых напор вод возникает главным образом в результате выжимания вод из глин в коллекторы, и 2) системы, в которых источником возникновения напора служит в основном уплотнение самих коллекторов.

Первые характерны для относительно молодых отложений, преимущественно мезо-кайнозойского возраста. Как говорилось выше (гл. IV), на глубинах 2,5—3,5 км (для мезо-кайнозойских отложений, для палеозойских отложений — на значительно меньших глубинах) наблюдается значительное замедление уплотнения и уменьшения пористости глин; следовательно, уменьшается и поступление в коллекторы избыточных количеств воды, обуславливающее формирование элизионного напора вод.

Однако установлено, что и в древних (палеозойских) отложениях, залегающих на больших глубинах, имеются признаки элизионных геогидродинамических систем. Например, в палеозое Днепровско-Донецкой впадины по данным Ю. С. Застежко, В. А. Терещенко и других исследователей величины пластовых давлений и их распределение по своему характеру отвечают особенностям элизионной системы. Это указывает на существование элизионных систем, генезис напора в которых обусловлен, по-видимому, главным образом, уплотнением самих коллекторов.

По данным Ю. А. Ежова и Ю. П. Вдовина (1970) появление давлений, превышающих условные гидростатические, отмечается соответственно возрасту отложений — на все больших глубинах.

Пористость песчаных коллекторов уменьшается вследствие цементации и сжатия. Уменьшение пористости песчаников характеризуется, например, В. М. Добрыниным — А. А. Ханиным следующей формулой:

$$m^h = m^{h=0} e^{-0,25\beta_{\text{п}}(t)h}, \quad (\text{V.2})$$

где m^h — пористость на глубине h ;

$m^{h=0}$ — пористость породы при залегании ее вблизи поверхности;

$\beta_{\text{п}}(t)$ — коэффициент необратимого уплотнения пород (соответствует относительному уменьшению порового пространства $dV_{\text{п}}/V_{\text{п}}$).

Пористость песчаников на различных участках пластов уменьшается, естественно, неравномерно, в результате на участках, где уплотнение больше, остающееся поровое пространство коллекторов получает относительно избыточные количества воды. Теоретически такие избыточные количества воды, а следовательно, и избыточные

давления должны быть максимальны на наиболее прогнутых участках развития пластов, но в действительности условия могут быть и более сложными.

Элизионные системы, в которых распределение напоров обусловлено в основном уплотнением самих коллекторов, характерны, следовательно, для относительно древних отложений. Таким образом, выделенные выше два подтипа элизионных геостатических систем отвечают двум стадиям развития и могут быть обозначены соответственно как *м о л о д ы е* и *с т а р ы е* элизионные водонапорные системы.

Особый случай представляют криогенные элизионные водонапорные системы. Криогенный напор (см. гл. I) — разновидность элизионного напора. При промерзании инфильтрационной водонапорной системы объем коллекторов, занятых жидкими водами, сокращается и, следовательно, развиваются процессы отжимания вод из одних участков в другие как при цементации. Криогенные элизионные системы, таким образом, это бывшие инфильтрационные системы, запечатанные с поверхности мерзлотой.

В отличие от инфильтрационных систем в элизионных системах зона питания и совпадающая с ней зона создания напора охватывают практически всю область развития системы; следовательно, они совпадают и с зоной напора (стока). Поэтому в элизионных системах можно условно выделять зоны (участки) наиболее интенсивного питания и создания максимальных напоров, отвечающие преимущественно наиболее прогибающимся участкам, и участки, где питание и создание напора относительно ослаблены.

Количественные условия питания и создания напора в пластах за счет выжимания вод из уплотняющихся глин теоретически рассматривались Д. И. Рогожиным, Н. М. Кругликовым, А. Е. Гуревичем, А. Е. Ходьковым и некоторыми другими исследователями. Однако результаты, вследствие того, что при расчетах приходится прибегать к ряду недостаточно обоснованных допущений, нельзя считать удовлетворительными.

Как говорилось выше, можно выделить особый подтип геодинамических элизионных систем, связанный с интенсивными тектоническими процессами. Наблюдать проявления таких систем удается при землетрясениях. В таких случаях время существования систем данного подтипа в геологическом масштабе чрезвычайно кратко. Возможность относительно длительного существования геодинамических водонапорных систем неясна. По данным И. Г. Киссина (1971) в случае «запечатанного» линзовидного характера водоносных пластов такая возможность существует. Характерным признаком этих систем служат величины пластовых давлений, превышающие геостатические.

Примеры проявлений геодинамических водонапорных систем, связанных с землетрясениями, описываются в работах по сейсмологии (см., например, Г. Я. Рихтер, 1963, и др.), а из гидрогеологических — в работах И. Г. Киссина (1971), А. М. Никанорова (1971).

§ 5. Разгрузка природных водонапорных систем

В зонах разгрузки (дренажа) природных водонапорных систем воды вытекают из водоносных пород либо непосредственно на земную поверхность и в поверхностные водоемы в виде источников, родников, либо в другой водоносный комплекс, в соседнюю водонапорную систему (перелив, переток, подземная разгрузка).

Разгрузка многих водонапорных систем происходит в отдельных разрозненных очагах, которые трудно объединить в определенные зоны.

По А. М. Овчинникову (1960) следует различать открытые и скрытые очаги разгрузки.

Среди скрытых очагов разгрузки следует различать:

- 1) субмаринные (на дне морей);
- 2) субфлювиальные, в долинах рек, под покровом аллювиальных отложений или непосредственно в руслах рек;
- 3) распыленные (через относительно водоупорные свиты, при наличии большого градиента).

Для некоторых водоносных горизонтов, водонапорных комплексов и даже целых систем и бассейнов наземные очаги разгрузки не удается установить. По-видимому, существуют в этих случаях подземные очаги разгрузки. Воды уходят из коллекторов в подстилающие и покрывающие породы, через поверхности стратиграфических несогласий, по трещинам, через водоупорную кровлю, наконец, по тем же (или другим) коллекторам через подземные водоразделы в соседние водонапорные системы. **П о д з е м н а я** **р а з г р у з к а** весьма распространена при глубоком залегании водонапорных комплексов крупных и средних бассейнов, в том числе содержащих нефтяные и газовые месторождения.

Таким образом, зоны подземной разгрузки одних водонапорных комплексов и систем служат зонами питания других, в которые разгружаются первые. Зачастую очаги распыленной разгрузки приурочены к участкам долин крупных рек (обычно древним и переглубленным), где намечаются пьезоминимумы.

На участках бассейнов со сложными тектоническими условиями очаги разгрузки обычно приурочены к зонам тектонических разрывов.

При очень глубоком залегании водонапорных комплексов в элизионных системах и в инфильтрационных системах с внешними горными зонами создания напора, когда пьезометрическая поверхность имеет в общем однообразный уклон, расположение очагов разгрузки (как открытых, так и скрытых) может быть не связано с рельефом земной поверхности и зависеть лишь от геолого-тектонических особенностей. В этих случаях подземная разгрузка нижних водонапорных комплексов в верхние может происходить по трещинным зонам на локальных поднятиях, флексурах и т. п. Подобные условия характерны, например, для южной, глубоко погруженной части Волго-Уральского бассейна.

Особых различий в условиях разгрузки между природными водонапорными системами разных типов нет. Иногда разгрузка смежных элизионной и инфильтрационной систем может происходить в одних и тех же зонах (см. рис. 27).

§ 6. Геогидродинамическая зональность и условия водообмена

Геогидродинамическая зональность подземных водных бассейнов выражается в том, что подвижность вод различных водоносных комплексов и их частей неодинакова. Подвижность вод характеризуется скоростями потока и коэффициентами водообмена.

Обычно выделяют три геогидродинамические зоны: зону интенсивного (свободного) водообмена; зону замедленного (затрудненного) водообмена; зону весьма замедленного водообмена (или зону практического отсутствия водообмена, застойную зону). Считается, что эти три зоны располагаются в указанном порядке сверху вниз в разрезе бассейна.

Для выделения указанных зон и для проведения границ между ними было бы единственно правильным руководствоваться определенными численными значениями скоростей подземных потоков или коэффициентов водообмена. Но пока нет достаточного количества определений конкретных значений этих величин, а те, которые имеются, для этой цели практически не использовались.

Следовательно, сейчас нельзя считать выделение трех геогидродинамических зон научно обоснованным. К тому же нет особых причин выделять именно только три зоны, а не больше (некоторые авторы так и поступают).

На практике часто судят о скорости движения вод и интенсивности водообмена в глубоко залегающих горизонтах по минерализации и химическому (ионно-солевому и газовому) составу вод, т. е. о гидродинамической зональности судят по гидрохимической зональности. Действительно, химический состав подземных вод в большой мере зависит от скорости их движения и интенсивности инфильтрационного водообмена в коллекторах. Однако химический состав вод дает лишь общее и ориентировочное представление о скорости подземных потоков и об интенсивности водообмена. отождествлять гидродинамическую зональность с гидрохимической нельзя, так как в общем на химический состав подземных вод влияют и другие факторы — палеогидрохимические, литологические, климатические и т. п. (см. гл. IV).

Как следует из закона Дарси (см. гл. III), скорость движения подземных вод прямо зависит от проницаемости пород и гидравлического уклона. Скорость водообмена зависит также от размеров резервуара и от объема коллекторов (обратная зависимость). Чем больше проницаемость пород и меньше их объем, тем скорее в них совершается водообмен.

Обычно чем глубже залегает водоносный горизонт, тем меньше его гидравлический уклон, так как увеличивается расстояние между выходами его на земную поверхность, которые являются участками создания напора и разгрузки; если же имеются только скрытые очаги разгрузки, то расстояние до них от области создания напора для глубоко залегающих горизонтов обычно тоже больше, чем для верхних. Это и является одной из причин замедления и затухания движения вод с увеличением глубины залегания, т. е. одной из причин вертикальной гидродинамической зональности бассейнов пластовых вод. В мелких бассейнах горно-складчатых сооружений наблюдаются максимальные гидравлические уклоны. Из числа крупных

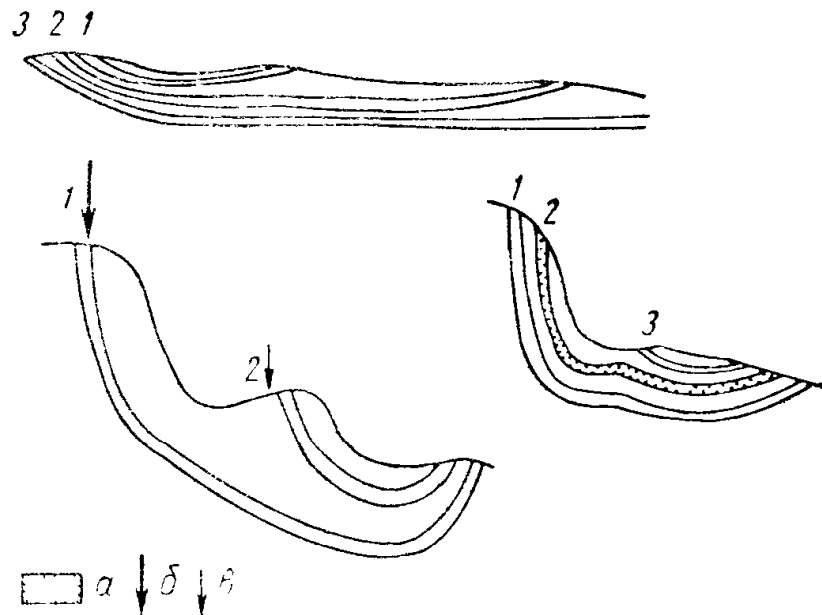


Рис. 32. Различные сочетания факторов водообмена в бассейнах подземных вод.

a — коллектор с относительно слабой проницаемостью; *б* — интенсивная инфильтрация; *в* — слабая инфильтрация. 1 — интенсивный водообмен; 2 — затрудненный водообмен; 3 — очень слабый водообмен.

и средних бассейнов уклоны обычно максимальны в тех бассейнах, которые связаны с горно-складчатыми областями и имеют горные зоны создания напора; в этих случаях отмечаются максимальные разности высотных отметок зон создания напора и зон нагрузки.

На гидравлический уклон и, следовательно, на скорость подземного потока и скорость водообмена влияет и интенсивность питания водонапорных комплексов, зависящая от климатических условий. Если климат очень сухой (аридный), воды из атмосферы поступает в очень малом количестве, напор устанавливается на очень низком уровне (развиты безнапорные межпластовые воды), гидравлический уклон мал. Подобные случаи распространены достаточно широко (Азербайджан, Фергана и др.).

Различные теоретические случаи сочетания основных факторов водообмена в инфильтрационных водонапорных системах представлены на схеме (рис. 32), а также в табл. 7.

Из табл. 7 следует, что порядок величин скоростей подземных потоков для платформенных бассейнов с внутренними зонами создания напора меньше, чем для бассейнов с внешними горными зонами создания напора.

Таблица 7

Гидродинамические показатели	Бассейны			
	малый горный	межгорный	предгорно-равнинный с горной зоной создания напора	равнинный с внутренней зоной создания напора
Расстояние от зоны создания напора до зоны разгрузки, км	10	50	500	500
Разность высот зоны создания напора и зоны разгрузки, км	1	1	1	0,1
Гидравлический уклон (средний)	0,1	0,02	0,002	0,0002
Проницаемость пород (средняя), дарси	0,1 (а) 0,01 (б)	0,1 (а) 0,01 (б)	0,1 (а) 0,01 (б)	0,1 (а) 0,01 (б)
Скорость потока (средняя), м/год	10^2 (а) 10 (б)	$2 \cdot 10^1$ (а) $2 \cdot 10^0$ (б)	$2 \cdot 10^0$ (а) $2 \cdot 10^{-1}$ (б)	$2 \cdot 10^{-1}$ (а) $2 \cdot 10^{-2}$ (б)
Коэффициент водообмена	$5 \cdot 10^{-2}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-5}$	$2 \cdot 10^{-6}$
Время полного водообмена, годы	20 (а) 200 (б)	500 (а) 5000 (б)	50 000 (а) 500 000 (б)	500 000 (а) 5 000 000 (б)

Примечания. 1. Эффективная пористость пород принята для всех случаев равной 20%.
2. Поперечное сечение потока приято для всех случаев по длине равным расстоянию от зоны создания напора до зоны разгрузки, а суммарная мощность коллекторов — 0,1 км.

Величины скоростей подземных потоков максимальны в малых горных бассейнах; в межгорных бассейнах они уже примерно на порядок меньше; в предгорно-равнинных бассейнах с горными зонами создания напора — еще на порядок меньше и, наконец, в платформенных равнинных бассейнах с внутренними зонами создания напора минимальны (на порядок меньше, чем в предыдущем случае). Величины коэффициентов водообмена снижаются в том же направлении еще значительно, так как зависят и от размеров бассейнов, увеличивающихся по направлению от складчатых областей к платформенным; продолжительность же времени полного водообмена, наоборот, возрастает в указанном направлении.

Разнообразие гидродинамических условий в природных водонапорных системах велико и не укладывается в три традиционные геогидродинамические зоны. Скорости подземных вод в природе варьируют от сотен метров до миллиметров в год, причем в пределах обычно выделяемой зоны «свободного водообмена» (фактически — зона пресных и солоноватых вод) они составляют от сотен метров до метров в год. Поэтому глубоко укоренившееся трехзональное

деление гидродинамических разрезов требует коренного пересмотра. Это станет особенно очевидным, если принять во внимание случаи сложного переплетения инфильтрационных и элизионных водонапорных систем внутри единых бассейнов, что вполне обычно (см. выше).

До сих пор в этом параграфе рассматривались лишь инфильтрационные водонапорные системы, так как они гораздо более изучены. Проследить гидродинамическую зональность (и определить самую ее сущность) и выделить типовые случаи с различной интенсивностью водообмена для элизионных систем пока нельзя. Можно лишь указать, что в исследованных примерах (В. В. Колодий, 1969, и др.) были установлены скорости движения вод такого же порядка, что и для бассейнов с инфильтрационным водообменом предгорно-равнинных с горными зонами создания напоров и равнинных с внутренними зонами создания напоров (табл. 7). Интенсивность водообмена по тем же данным примерно соответствует этому показателю для равнинных бассейнов в табл. 7.

В общем по имеющимся пока немногочисленным данным количественная характеристика водообмена в элизионных водонапорных системах близка к таковой для инфильтрационных систем с относительно слабой интенсивностью водообмена.

Следует учесть, что рассмотренные выше гидродинамические условия присущи бассейнам пластовых вод. В бассейнах с трещинным характером залегания и движения вод положение значительно сложнее. По мнению ряда гидрогеологов (А. Е. Ходьков, Г. Ю. Валуконис и др.), роль трещинной формы движения вод (восходящего) увеличивается на больших глубинах и в тех бассейнах, где в верхних горизонтах господствует пластовая форма.

§ 7. Гидрогеологическое районирование

Гидрогеологическое районирование по грунтовым водам и по напорным водам основывается на различных принципах.

Гидрогеологическое районирование по грунтовым водам связано в основном с физико-географической зональностью (см. гл. I). Основным элементом гидрогеологического районирования по напорным водам служит подземный водный бассейн. Однако можно выделять бассейны различного порядка: в пределах крупных бассейнов отмечаются бассейны второго порядка (суббассейны), например, внутри сложного Афгано-Таджикского бассейна выделяются Сурханский, Вахшский и другие бассейны; сложные системы горноскладчатых областей состоят из ряда мелких и мельчайших бассейнов и т. п. Выбор элементарных единиц гидрогеологического районирования диктуется степенью детальности и масштабом районирования.

По А. М. Овчинникову (1960) крупные водонапорные системы объединяются в гидрогеологические регионы, более или менее совпадающие с крупными тектоническими элементами. Территория

СССР по А. М. Овчинникову разделяется на следующие гидрогеологические регионы:

- 1) Русская платформа;
- 2) зона альпийской складчатости юга Европейской части СССР;
- 3) Средняя Азия и Казахстан;
- 4) Западная Сибирь (включая Алтай);
- 5) Восточно-Сибирская платформа с горным обрамлением (Саяны, Забайкалье и др.);
- 6) восток Сибири и Дальний Восток, а также Коряцко-Камчатская вулканическая область (включая Курильские острова).

В схеме гидрогеологического районирования СССР М. С. Гуревича, И. К. Зайцева и Н. И. Толстихина подземные водные бассейны объединяются в четыре группы: западную (Русская платформа), центральную (Западная Сибирь), восточную (Сибирская платформа), южную (Средняя Азия и Восточный Казахстан).

В более поздней схеме гидрогеологического районирования всего земного шара Н. И. Толстихин выделяет широтные пояса подземных водных бассейнов — Арктический, Бореальный, Средиземноморский, Экваториальный и т. п., в формировании которых играют роль и климатическая широтная зональность, и геолого-тектонические, и геоморфологические особенности.

Глава VI

ОСНОВНЫЕ СВЕДЕНИЯ ПО ГИДРОГЕОТЕРМИИ

Геотермическая характеристика подземных вод имеет очень большое практическое и теоретическое значение. Непосредственное практическое значение температур подземных вод связано с использованием высокотемпературных (термальных) вод в энергетических и лечебных целях. Знание температур необходимо при определении ряда важных в практическом отношении физических свойств подземных вод и рассолов, таких, как плотность, вязкость, упругость растворенных газов и др.

§ 1. Общие вопросы гидрогеотермии

Подземные воды являются одним из важнейших факторов перераспределения тепла в толще горных пород. В связи с этим данные изучения температур подземных вод могут быть использованы для прослеживания путей их движения и, наоборот, знание гидрогеологии района в ряде случаев помогает понять причины его геотермических особенностей, а отсюда — выяснить и некоторые черты геологического строения.

Температуры подземных вод изменяются в широких пределах: от отрицательных значений в зонах многолетней и многовековой мерзлоты (геокриозона) до нескольких сот градусов тепла (например, температура подземных паров на глубине 1800 м в районе Флегрейских полей к западу от Везувия около 300° С).

Водами с повышенной температурой (термальные воды, гидротермы) обычно считаются воды, температура которых выше среднегодовой температуры воздуха над данной точкой (относительные термы) или над поверхностью земного шара в целом, т. е. выше 34° С (абсолютные термы) или, наконец, выше 20° С.

К. Ф. Богородицкий предлагает следующую классификацию подземных вод по температуре: переохлажденные — ниже 0° С, холодные — 0—20° С; теплые — 20—37° С, горячие — 37—50° С, очень горячие — 50—100° С, перегретые — выше 100° С.

При температуре выше критической (при соответствующем давлении) должен находиться надкритический пар, а при температуре выше необходимой для диссоциации воды должны быть лишь составляющие воду элементы.

Температуры подземных вод зависят от экзогенных (климатических) и эндогенных (геотермических) факторов. Сезонные колебания температуры охватывают обычно лишь верховодки и грунтовые воды, не прослеживаясь глубже нейтрального слоя, где температуры подземных вод постоянны и близки к среднегодовой температуре воздуха в данном месте. Нейтральный слой находится обычно на глубине не более нескольких десятков метров.

Однако влияние климатических факторов в виде вековых температурных колебаний прослеживается гораздо глубже нейтрального слоя, что видно хотя бы из наличия мерзлых пород на глубинах до нескольких сот метров. Следовательно, климатические факторы влияют на температуру и глубоко залегающих напорных вод.

Ниже нейтрального слоя закономерное увеличение температур подземных вод с глубиной обусловлено преимущественно влиянием внутреннего тепла Земли.

Сочетание эндогенных (геотермических) и экзогенных (гелиотермических) факторов обуславливает геотермическую зональность земных недр. В табл. 8 приведена общая схема гидрогеотермической зональности, разработанная Н. М. Фроловым (дана с некоторыми упрощениями).

Основными геотермическими параметрами при изучении теплового режима подземных вод являются геотермический градиент и геотермическая ступень.

Геотермический градиент — прирост температуры на единицу глубины, обычно он определяется по следующей формуле:

$$\Gamma = 100 \frac{t_2 - t_1}{h_2 - h_1} \text{ } ^\circ\text{C}/100 \text{ м}, \quad (\text{VI.1})$$

где t_1 и t_2 — температуры пород, замеренные на глубинах h_1 и h_2 .

Геотермическая ступень — величина, обратная геотермическому градиенту, — расстояние по вертикали в метрах, на протяжении которого температура изменяется на 1°C .

Для расчета геотермической ступени пользуются формулой

$$G = \frac{h_2 - h_1}{t_2 - t_1} \text{ м}/^\circ\text{C}. \quad (\text{VI.2})$$

Геотермический градиент, отнесенный к интервалу в 100 м, и геотермическая ступень связаны соотношением

$$\Gamma_{100} = \frac{100}{G}. \quad (\text{VI.3})$$

Величины геотермического градиента в разбуренных районах СССР до глубины 1000 м по данным Д. И. Дьяконова (1958)

Таблица 8

Зона	Подзона	Гидрогеотермические пояса (слои) по периоду температурных колебаний		Годовая слою		Температура, °С		
		климатические циклы	длительность	Глубина залегания				
				в водоупорах ($\Gamma=0,1^{\circ}\text{C}$)	в водоносных породах			
Геотермозона (зона теплового оттока)	Верхняя (горизонтальная зональность подчиняется распределению радиационного баланса у поверхности Земли)	Суточные	1 сут	0,9 м	Местный базис эрозии	-13	35	
		Сезонные	90 сут	9,1 м				
		Годовые	1 год	48,1 м		Региональный базис эрозии	-10	35
		Многолетние	35 лет	107 м		Планетарный базис эрозии	-5	40
		Вековые	$4,5 \cdot 10^3$ лет	1,2 км			10-30	60-90
		Геологические	$150 \cdot 10^6$ лет	9,5 км			300-400	
Геотермозона (зона накопления тепла)	Температурный режим определяется внутренним теплом Земли			220 км			2000	
		Центр Земли						

варьируют преимущественно в пределах $1—5^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$. Геотермические ступени, следовательно, изменяются соответственно от 100 до 20 м.

По данным М. К. Калинин, учитывающим глубины до 6 км, с наименьшей скоростью происходит повышение температуры с глубиной на щитах и их погружениях, на древних платформах (геотермический градиент обычно не выше $2,5^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$), значительно быстрее повышаются температуры с глубиной в межгорных и предгорных бассейнах зон альпийской складчатости (геотермический градиент до $4^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$), а быстрее всего в бассейнах эпипалеозойских плит (геотермический градиент достигает $5^{\circ}/100\text{ м}$). Эта закономерность в общем подтверждается и К. Ф. Богородицким, а также по данным новейшей сводки Б. Ф. Маврицкого (1971).

Величины геотермических параметров зависят от многих факторов и в очень значительной степени от термических свойств горных пород, основным из которых является удельная теплопроводность или тепловое сопротивление.

Интервалам разреза, представленным глинистыми породами с низкой теплопроводностью, соответствуют более низкие значения геотермической ступени. Интервалы разреза, представленные песками, песчаниками, известняками, мергелями, метаморфическими и магматическими породами, теплопроводность которых сравнительно высокая, выделяются более значительными величинами геотермической ступени.

Знание величины геотермического градиента позволяет путем экстраполяции приблизительно определить температуру в горизонте, где не было произведено замеров температуры, по формуле

$$t_H = t_1 + (H_1 - H) \Gamma_{\text{ср}}, \quad (\text{VI.4})$$

где t_H — температура на заданной глубине H ;

t_1 — известная температура на глубине H_1 ;

$\Gamma_{\text{ср}}$ — средний геотермический градиент.

Подземные воды влияют на геотермический режим также и потому, что термические свойства пород зависят от их водонасыщенности: удельная теплопроводность и температуропроводность пород с увеличением водонасыщенности возрастают.

Но в основном влияние подземных вод на геотермический режим связано с перераспределением тепла при движении вод. Сущность такого перераспределения заключается в том, что в одних случаях нагретые воды передвигаются на участки, где температура ниже, в других случаях, наоборот, относительно холодные воды могут проникать в среду с более высокой температурой. Первые случаи наблюдаются обыкновенно там, где воды двигаются через глубокие прогибы и затем поднимаются на примыкающие к этим прогибам своды и антиклинории, причем высота такого подъема может достигать нескольких километров (иногда подъем в вышележащие горизонты происходит по трещинам). Подобные соотношения могут обусловить аномально высокие величины геотермических градиентов в пределах

сводов и антиклинорий, что и наблюдается, например, в некоторых нефтегазоносных районах Предкавказья. В других случаях вторжение масс холодных вод, текущих, скажем, из зоны горных ледников, может вызывать значительное охлаждение пластов.

Влияние вод на геотермический режим тем больше, чем больше скорости и расходы подземных потоков.

Роль подземных вод в геотермических условиях участка пласта можно приближенно оценивать, составляя уравнение теплового баланса

$$q = Q_1 - Q_2 - Q_3, \quad (\text{VI.5})$$

где q — избыток тепла, приносимый подземным потоком;

Q_1 — количество тепла, приобретаемое потоком в зоне максимальных температур;

Q_2 — количество тепла, заключенное в потоке, после прохождения им изучаемого участка;

Q_3 — потеря потоком тепла за счет радиации при движении от зоны максимальных температур до изучаемого участка.

Входящие в формулу (VI.5) величины определяются следующим образом.

Q_1 — равно произведению расхода потока на величину температуры в зоне максимальных температур; Q_2 равно произведению расхода потока на величину температуры за изучаемым участком по направлению потока. Потеря тепла за счет радиации ориентировочно определяется по следующей формуле:

$$Q_3 = \frac{\lambda (t_2 - t_1)}{l} s \tau, \quad (\text{VI.6})$$

где $t_2 - t_1$ — перепад температур от нагретого слоя до дневной поверхности;

λ — коэффициент теплопроводности перекрывающей толщи;

l — мощность перекрывающей толщи;

s — площадь, для которой рассчитываются потери;

τ — время.

Подсчет теплового баланса подобным методом проводился, например, В. Н. Корценштейном для газоносной зоны Ставрополя.

Более строгие приемы подсчетов предложены Н. А. Огильви, В. И. Лялько и другими исследователями.

Исходным материалом для геотермических исследований служат замеры температуры в скважинах, проводимые электрическими и ртутными термометрами. Наиболее надежны замеры в длительно простаивающих скважинах. Вопросы методики и техники термометрии скважин рассматриваются в специальных руководствах.

На основе обработки данных термометрии скважин составляются различные карты и схемы, эти данные наносятся также на гидрогеологические разрезы. Составляются карты геоизотерм и карты,

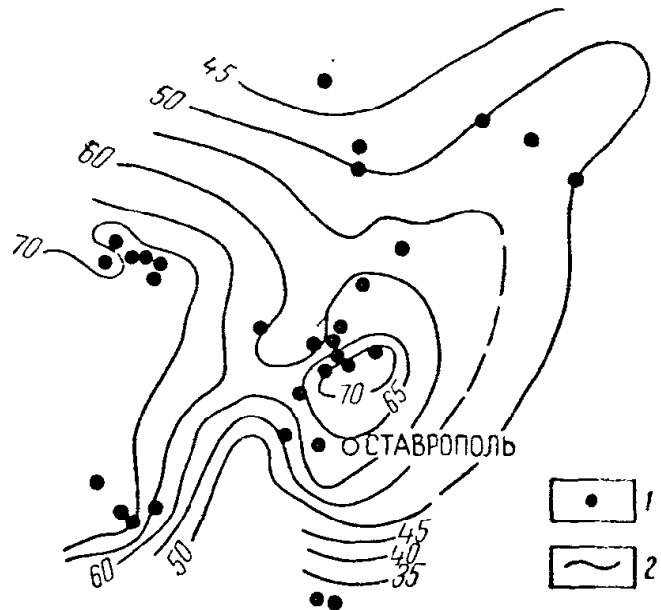


Рис. 33. Схематическая геотермическая карта хадумского горизонта Ставрополя (по В. Н. Корценштейну).

1 — пункты замера температуры; 2 — изотермы по кровле хадумского горизонта в °С.

на которых изолиниями показаны геотермические градиенты. Карты строят как для определенных водоносных горизонтов и комплексов, так и для срезов на выбранных гипсометрических отметках (рис. 33).

§ 2. Термальные воды

Термальные воды имеют лечебное и энергетическое значение. Количество их громадно, так как холодные и слабонагретые воды образуют лишь относительно тонкую оболочку в верхней части подземной гидросферы, а остальную часть ее составляют термальные подземные воды. Очень много их в нефтяных и газовых месторождениях.

Б. Ф. Маврицкий, рассматривая термальные воды преимущественно с энергетической точки зрения и относя к ним воды с температурой выше 20°C , предлагает следующую генетическую классифи-

Т а б л и ц а 9

Район развития	Водовмещающая толща	Максимальная температура *, $^{\circ}\text{C}$	Минерализация, г/л	Типичные месторождения
Современного и молодого вулканизма	Эффузивные и вулканогенно-осадочные	До 200—300, реже больше	До 5	Лардерелло, Паужетка (Камчатка), Вайракей, Рейкьявик
Альпийской складчатости	Магматические, метаморфические, осадочные	До 100	До 5, редко более	Истису (Кавказ), Э-ле-Терм (Пиренеи)
Омоложенных систем древней складчатости	То же	До 100	До 1, редко до 3	Ходжа-Оби-Гарм (Тадж. ССР) Карловы Вары
Межгорных впадин	В основном молассовые	До 100 в палеозое, до 200 в мезокайнозое	До 350	Челекен
Краевых прогибов		До 100 в палеозое, до 200 в мезокайнозое	До 300	Махачкала, Майкоп, Ташкент
Платформ	Осадочные	До 75, реже более, в палеозое, до 180 в мезокайнозое	До 450	Нальчик, Омск

* Определенная в скважинах.

кационную схему термальных подземных вод (табл. 9, дается с упрощениями).

Для использования термальных вод как источника тепла важно знание тепловой и энергетической мощности их месторождений, т. е. тех количеств тепла (в ккал/ч) или электроэнергии (в кВт), которые можно получить при их эксплуатации. По Б. Ф. Маврицкому наибольшей тепловой и энергетической мощностью характеризуются месторождения термальных вод в районах современного вулканизма. Месторождения термальных вод пластового типа (в межгорных впадинах, краевых прогибах, на платформах) имеют, как правило, очень большие размеры, но их полезная тепловая мощность лимитируется гидродинамическими особенностями. К наиболее перспективным месторождениям пластового типа (именно они обычно совпадают с нефтяными и газовыми месторождениями) следует относить такие, где геотермический градиент не ниже $3^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$. В этих случаях можно получить воду с температурой 100°C и выше с глубин, меньших 2500—3000 м. Подобные месторождения термальных вод могут обеспечивать потребность в тепле микрорайонов крупных городов и населенных пунктов с числом жителей до 50 000 человек, крупные сельскохозяйственные объекты.

По Б. Ф. Маврицкому к перспективным в гидрогеотермическом отношении районам следует относить те районы платформ, краевых прогибов и межгорных впадин, в пределах которых геотермический

Таблица 10

Отрасль хозяйства	Значения показателей				
	$t, ^{\circ}\text{C}$	минимальные		максимальные	
		дебит, $\text{м}^3/\text{сут}$	давление, $\text{кгс}/\text{см}^2$	глубина, м	минерализация
<i>Энергетика</i>					
Электростанции	100	1000	2,5	5000	50
Геотермоэнергетика с применением вещества холодильных машин	60	2500	1	2500	50
<i>Градостроительство</i>					
Отопление	70	1000	1,5	2500	50
Горячее водоснабжение	40	1000	1,5	1500	50
Теплохладоснабжение	25	500	1	1500	50
Бассейны и души	25	250	1	1000	50
<i>Сельское хозяйство</i>					
Обогрев теплиц	40	500	1	1500	50
Обогрев почвы	25	500	1	1000	50
Теплоорошение	25	250	2	1000	2

градиент превышает $3^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$, скважины вскрывают самоизливающиеся воды с удельным дебитом не ниже $0,1\text{ л/с}$ (при общем минимальном расходе не менее 5 л/с) и с минерализацией, не превышающей 100 г/л ¹.

Многие районы развития перспективных термальных вод в то же время известны как нефтегазоносные.

К. Ф. Богородицкий предлагает следующие ориентировочные показатели использования термальных вод в качестве теплоносителей (табл. 10).

С этими показателями следует считаться и нефтяникам, когда появляется возможность использования термальных вод в районах нефтяных и газовых месторождений.

¹ Как показывает существующая практика использования термальных вод, воды с рассольной минерализацией в настоящее время не находят широкого применения для теплоснабжения (если не применять теплообменных устройств, может происходить выпадение осадков, закупорка водоводов и т. п.), их можно расценивать как резерв.

Глава VII

ПОДЗЕМНЫЕ РАССОЛЫ И МИНЕРАЛЬНЫЕ ВОДЫ ПРОМЫШЛЕННОГО И ЛЕЧЕБНОГО ИСПОЛЬЗОВАНИЯ

Подземные рассолы и минеральные воды имеют огромное практическое значение, они являются ценными полезными ископаемыми.

Подземные рассолы могут служить и частично уже служат источниками получения ряда важных для промышленности веществ. Пока практически используется лишь небольшая часть этих ресурсов. Ресурсы подземных рассолов, содержащих компоненты промышленного использования, громадны.

В настоящее время из числа используемых в промышленности компонентов подземных рассолов и минеральных вод наибольшее значение приобрели йод и бром; затем идут бор, литий, хлористый натрий и некоторые другие вещества. Имеются также большие перспективы в получении стронция, бария, природных мыл и др. Список этих веществ в дальнейшем может возрасти почти бесконечно.

Некоторые промышленно ценные вещества могут добываться не только из рассолов, но и из минеральных вод — йод, мыла, сода.

Все рассолы и минеральные воды обладают целебными свойствами. В настоящее время в лечебных целях подземные рассолы используются мало; основное лечебное значение имеют минеральные воды, преимущественно из числа обогащенных растворенными газами.

§ 1. Йод и бром в подземных водах и рассолах

Йод и бром в настоящее время являются главнейшими компонентами промышленного назначения, которые получают из подземных вод и рассолов. Во всех производящих йод странах (кроме Чили) подземные воды и рассолы служат основными источниками его получения. Важное значение имеют они и для получения брома.

В то же время максимальные концентрации йода и брома в подземных водах и рассолах тяготеют к нефтяным месторождениям. В связи с этим йод и бром приобрели значение нефтепоисковых признаков. Поиски, разведка и добыча йода и брома, с одной стороны, и нефти и газа, с другой — тесно переплетаются.

Отсюда должно быть ясно большое значение изучения так называемых йодо-бромных вод (правильнее йодоносных, бромносных и йодо-бромносных) и вообще распространения йода и брома в подземных водах и рассолах для гидрогеологии нефтяных и газовых месторождений.

Йод в водах содержится в виде иона I^- , а также, и в составе органических соединений (Е. Л. Быкова и др.). Он распространен очень неравномерно. Обычно этот элемент считается одним из характерных компонентов вод нефтяных и газовых месторождений. Однако значительные количества йода содержатся далеко не во всех водах нефтяных и газовых месторождений, а иногда большие концентрации его наблюдаются в водах не нефтегазоносных районов (например, в минеральных источниках Савойи до 100 мг/л).

Относительное содержание йода в подземных водах и рассолах (по отношению к общей минерализации и к содержанию хлора) сильно колеблется.

Максимальные концентрации йода в природных водах известны в рассолах нефтегазоносных районов: в Сальзомаджоре (Италия) — 550 мг/л, в Северной Оклахоме — 520 мг/л (США).

В СССР максимальное содержание йода (462 мг/л) зафиксировано в районе Куйляр в западных отрогах Копет-Дага в миоценовых отложениях, при общей минерализации около 28 г/л (А. В. Кудельский, М. Ф. Козлов, 1970).

В пресных водах содержание йода составляет 10^{-5} — 10^{-3} мг/л, в морской воде — $5 \cdot 10^{-2}$ мг/л, в соленых подземных водах — обычно от 10^{-1} до 10^0 мг/л.

Определенных закономерностей в количественном распространении йода по районам и стратиграфическим комплексам установить не удается.

Между типом вод и содержанием в них данного элемента тоже не улавливается четкой связи. Большинство высоких абсолютных концентраций йода приурочено к хлоридным водам и рассолам, хотя часто эти последние содержат и очень мало йода. Иногда он обнаруживается в очень больших концентрациях в гидрокарбонатно-натриевых водах. Например, в кумских водах Кубани содержание йода достигает 100 мг/л, что при невысокой общей минерализации этих вод дает крайне высокий процент йода в ионно-солевом составе (почти 1%-экв.). Повсеместно характерны также сильные колебания концентраций йода на небольших расстояниях.

По своему происхождению рассматриваемый элемент является преимущественно биогенным. Он концентрируется некоторыми морскими водорослями (например, ламинариями), а также губками и кораллами в сотни тысяч раз по сравнению с его содержанием в морской воде. При отмирании этих морских организмов их остатки переходят в осадки и седиментационные воды; йод частично переходит в седиментационные воды, но в большей части остается в составе осадочных органических веществ. Так как эти органические вещества в дальнейшем участвуют в нефтеобразовании, средой которого

служат седиментогенные воды, то йод часто ассоциируется с нефтью. Но далеко не всегда.

Большие концентрации йода в подземных водах и рассолах могут сопутствовать нефтяным и газовым залежам, но могут встречаться и там, где последних нет. Йодонакопление может протекать совместно с нефтегазонакоплением, но может происходить и тогда, когда для последнего не создается условий. Нефтеобразование возможно также за счет веществ, содержащих мало йода. Наконец, концентрации йода могут со временем рассеяться, а нефтяные и газовые залежи сохраниться, или же наоборот.

Б р о м (в виде Br^-) в подземных рассолах и водах содержится в значительно больших количествах, чем йод. При этом в отличие от йода его содержание определенно зависит от минерализации и состава вод и рассолов. В большинстве случаев содержание брома возрастает с увеличением общей минерализации и хлоридности вод. Поэтому большие абсолютные концентрации брома встречаются главным образом в рассолах (до нескольких граммов на литр).

С нефтеносностью и вообще с органическими веществами основная масса брома подземных рассолов и вод не связана. Это тоже отличает бром от йода. Но так как в нефтяных и газовых месторождениях часто встречаются рассолы, там нередко наблюдаются и скопления брома.

В гидрогеологической литературе часто используется предложенный А. П. Виноградовым х л о р - б р о м н ы й коэффициент¹.

Хлор-бромный коэффициент морской (океанической) воды равен примерно 300, средний для рек СССР по расчетам В. В. Красинцевой — 370 (для разных рек наблюдаются значительные колебания, например, для Невы — 190, а для нижнего течения Волги — 600).

При выпаривании рассолов в соляных озерах и лагунах величина хлор-бромного коэффициента снижается. Для талассогенных подземных вод и рассолов, не связанных с выщелачиванием соляных отложений, он менее 300. Внутри зоны талассогенных подземных рассолов величина этого коэффициента обычно уменьшается в сторону наиболее глубоких горизонтов и наиболее погруженных участков бассейна параллельно росту хлоридности рассолов. При максимальной хлоридности подземных рассолов значение хлор-бромного коэффициента будет меньше 100.

Вследствие закономерной связи хлор-бромного коэффициента со степенью хлоридности вод и рассолов его с успехом используют в качестве одного из показателей хода процессов формирования рассолов (см. гл. IV).

Увеличение содержания брома относительно содержания хлора в подземных водах связано с увеличением относительной доли талассогенных вод, а для рассолов — с тем, что при выпаривании

¹ М. Г. Валяшко предлагает использовать обратную величину — бром-хлорный коэффициент Br/Cl .

(в озерах и лагунах) предел растворимости хлоридов (NaCl) достигается раньше, чем предел растворимости бромидов (NaBr); часть хлоридов начинает удаляться из рассола, тогда как бромиды полностью остаются. Реликты рапы солеродных бассейнов, сохраняющиеся в виде так называемых межсолевых вод, имеют тоже очень низкие величины хлор-бромных коэффициентов. К рассолам, содержащим примесь таких реликтов древней рапы, приурочены самые большие из известных концентраций брома (например, в кембрии Иркутского бассейна). Кроме того, по-видимому, играет роль и дифференциация хлора и брома в результате гравитационного расслоения рассолов.

По величине хлор-бромного коэффициента можно отличать талассогенные рассолы от рассолов, образующихся при выщелачивании соленосных толщ (так называемых надсолевых вод): при равных минерализации и хлоридности хлор-бромный коэффициент у первых гораздо меньше (менее 300), чем у вторых (до нескольких тысяч).

В некоторых случаях встречаются аномально высокие относительные концентрации брома, по-видимому, связанные с наличием биогенного брома, например, на Кубани в майкопских водах при сравнительно небольшой минерализации (менее 50 мг-экв/100 г) количество брома достигает 1%-экв, а величина хлор-бромного коэффициента падает до 15.

Относительно небольшая часть брома аналогично йоду имеет биогенный характер. Биогенный бром, как и йод, связан главным образом с морскими организмами. Некоторые кораллы, например, содержат до нескольких процентов брома. Но, как и йод, биогенный бром не всегда связан с нефтяными месторождениями.

Критерии для выделения промышленных, а также лечебных йодных, бромных и йодо-бромных вод разработаны Н. А. Плотниковым.

Нормативные требования (кондиции 1960 г.) на промышленные йодные, бромные и йодо-бромные воды и рассолы приведены в табл. 11.

Таблица 11

Воды и рассолы	Концентрация			
	йода		брома	
	мг/л	%	мг/л	%
Бромные	—	—	250	$2,5 \cdot 10^{-2}$
Йодные	18	$1,8 \cdot 10^{-3}$	—	—
Йодо-бромные	10	$1 \cdot 10^{-3}$	200	$2 \cdot 10^{-2}$

Для эксплуатации йодных, бромных и йодо-бромных подземных вод и рассолов помимо концентрации в них йода и брома имеют значение и некоторые другие химические свойства этих вод и рассолов, влияющие на технологию извлечения из них йода и брома:

требуется, чтобы содержание в них нефти (в виде эмульсии) было не более 40 мг/л, нефтяных кислот — не более 600 мг/л и т. п.

Приведенные кондиции условны, их нужно считать лишь временными.

Н. А. Плотников предложил выделять также месторождения и промышленные участки йодных, бромных и йодо-бромных подземных вод и рассолов.

М е с т о р о ж д е н и е йодо-бромных (также йодных или бромных) подземных вод и рассолов — территория, в недрах которой повсеместно распространены горизонты йодо-бромных вод и рассолов с промышленными концентрациями. Промышленный участок месторождения подземных йодо-бромных вод и рассолов — часть месторождения, удовлетворяющая условиям рентабельной эксплуатации. К числу этих условий относятся: глубины залегания не более 2000—4000 м, глубины динамических уровней не более 200—600 м, дебиты скважин не менее 200—500 м³/сут и др.

Указанные принципы выделения месторождений и промышленных участков йодных, бромных и йодо-бромных вод и рассолов могут быть применены вообще к промышленным рассолам и минеральным водам.

§ 2. Подземные рассолы и воды — редкометальные руды

В настоящее время в ряде стран из подземных рассолов и вод в промышленных масштабах извлекаются литий (США, Япония, Китай и др.), германий (Япония, США), вольфрам (Япония), а также (из числа металлоидов) бор и мышьяк (Япония, США, Италия). Обсуждается вопрос об извлечении из подземных рассолов и вод таких элементов, как стронций, рубидий, цезий, лантаниды.

Таким образом, подземные рассолы и воды можно рассматривать как руды ряда редких металлов и других элементов. Л. С. Балашов выделяет подземные рассолы и воды в качестве особого генетического типа месторождений редких и рассеянных элементов. Очень важно, что отдельные классы подземных рассолов одновременно содержат ряд перечисленных выше металлов в высоких концентрациях. Это прежде всего относится к рассолам с высоким содержанием кальция, широко распространенным в нефтегазоносных пластах.

В табл. 12 приводятся средние, ориентировочно-кондиционные и максимальные концентрации некоторых из упоминавшихся выше металлов в подземных рассолах и хлоридных водах (по Л. С. Балашову).

Из охарактеризованных в табл. 12 металлов литий, стронций и рубидий обладают в основном общими гидрогеохимическими чертами. Они накапливаются в талассогенных рассолах с повышенным содержанием кальция и магния, причем в таких рассолах их концентрации возрастают с увеличением общей минерализации. Максимальные концентрации лития, стронция и рубидия (а также и бора)

Элемент	Концентрация, мг/л		
	средняя в подземных рассолах и водах класса Cl-Na-Ca	ориентировочно-кондиционная	максимальная в подземных рассолах и водах
Литий	9,5	20	685 (рассол из свиты парадокс, шт. Юта)
Стронций	390	700	8050 (рассол из кембрия Восточной Сибири)
Рубидий	1,2	3	950 (рассол из свиты парадокс, шт. Юта)
Цезий	0,4	1,2	5 (термальный источник Такаану, Новая Зеландия)
Бор	24	46	20 000 (рассол из свиты парадокс, шт. Юта)

приурочены к сверхкрепким рассолам (общая минерализация более 500 г/л), образовавшимся в основном за счет рапы древних солеродных водоемов.

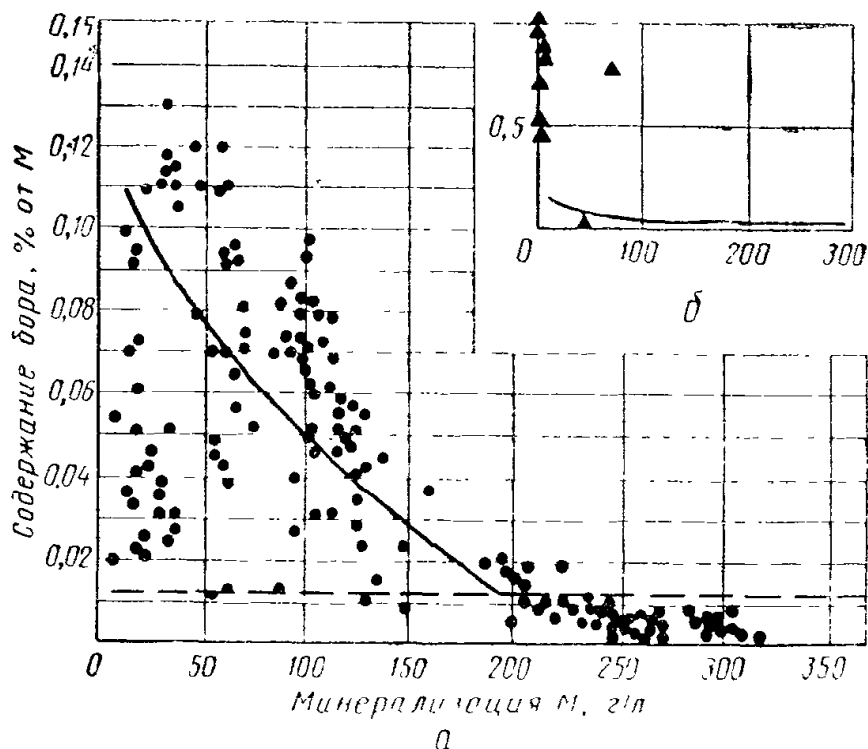


Рис. 34. Распределение бора в хлоридных водах (по Л. С. Балашову).

a — пластовые воды; *б* — термальные пластовые и вулканические воды; штриховая линия — уровень концентрации бора в морской воде.

Бор, хотя его максимальная концентрация, как видно из табл. 12, приурочена к тем же сверхкрепким рассолам, что и рассмотренные выше три металла, в основном накапливается в хлоридных минеральных водах и рассолах относительно невысокой минерализации. На рис. 34 видно, что при минерализации больше 200 г/л содержа-

ние бора в рассолах ниже, чем в морской воде, а при меньших минерализациях — выше. Можно также заметить, что повышенные относительные концентрации бора присущи термальным водам вулканических районов (врезка на рис. 34).

Цезий по имеющимся, правда немногочисленным, данным (рис. 35) дает аномально высокие концентрации в водах газоносных пластов.

Таким образом, подземные рассолы нефтяных и газовых месторождений в ряде случаев могут быть использованы как жидкие

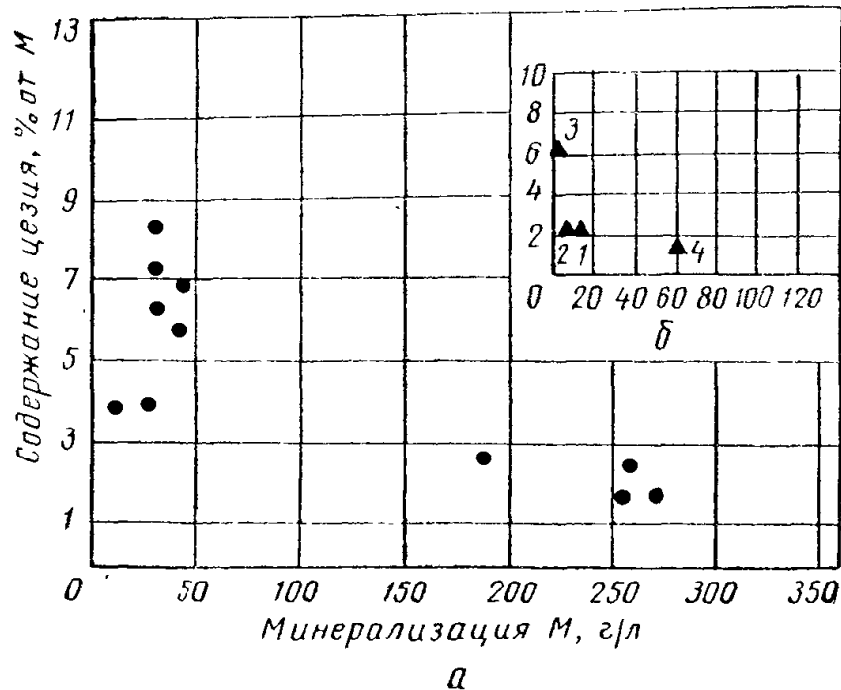


Рис. 35. Распределение цезия в хлоридных водах (по Л. С. Балашову).

а — пластовые воды; б — термальные пластовые воды с повышенной газоносностью и вулканические воды.

редкометалльные руды и из них может быть организовано промышленное получение, помимо йода и брома (см. § 1 гл. VI), также лития, стронция, рубидия, цезия, бора и, вероятно, еще некоторых других элементов.

Германий и вольфрам пока добываются из терм вулканических районов, для других условий их гидрогеохимия пока недостаточно изучена.

§ 3. Лечебные минеральные воды

К лечебным минеральным водам относятся все воды, обладающие целебными свойствами. Такими свойствами характеризуются почти все минеральные (минерализованные) воды, т. е. имеющие минерализацию более 1 г/л; кроме того, лечебное значение нередко имеют и воды, по величине минерализации относящиеся к пресным (менее 1 г/л), но обогащенные специфическими лечебными компонентами (газы, радиоактивные элементы, железо и др.). Существуют специальные нормы содержания целебных компонентов, позволяющие относить воды к числу лечебных минеральных вод.

По В. В. Иванову и Г. А. Невраеву для отнесения воды к лечебным минеральным необходимо, чтобы в ней было не менее 0,5 г/л CO_2 , 10 мг/л H_2S , 25 мг/л Br , 5 мг/л J , а величина общей минерализации должна превышать 2 г/л.

Для гидрогеологии нефтяных и газовых месторождений изучение лечебных минеральных вод представляет немалый интерес по той причине, что почти все воды и рассолы в нефтегазоносных пластах обладают целебными свойствами, подчас очень ценными. Соседство нефтегазопромыслов и бальнеологических курортов стало обычным явлением.

Существует ряд классификаций лечебных минеральных вод.

В классификации А. М. Овчинникова основное значение придается газовому составу минеральных лечебных вод. Это неслучайно: наиболее широко в настоящее время в лечебных целях используются воды, важнейшими целебными компонентами которых являются растворенные газы (углекислый газ, сероводород). Наибольшее значение имеют воды с газами метаморфической обстановки — углекислые и восстановительной обстановки — преимущественно сероводородные. Окислительная обстановка никогда не создает высокой газонасыщенности подземных вод, так как в этом случае имеются лишь газы атмосферного происхождения. Особо выделяют радиоактивные воды.

Распространение углекислых минеральных вод связано с областями новейших интенсивных тектонических движений, магматических и постмагматических процессов. Углекислые воды характерны для молодых и омоложенных складчатых областей и не встречаются на платформах. В нефтяных и газовых месторождениях они встречаются лишь в виде исключения (например, Южный Дагестан).

По ионно-солевому составу углекислые минеральные воды делятся на ряд типов. Минимальной минерализацией и гидрокарбонатным или сульфатно-гидрокарбонатным составом отличаются нарзаны. Содовые воды типа Боржоми и соляно-щелочные (хлоридно-гидрокарбонатные) воды типа Ессентуки бессульфатны и по своему ионно-солевому составу имеют аналоги среди вод нефтяных и газовых месторождений, но отличаются от последних газовым составом. Наибольшей минерализацией характеризуются соленые воды типа Арзни и воды сложного состава карлововарского типа. В СССР классической областью углекислых минеральных вод является Кавказ.

Содержание углекислого газа в водах достигает иногда 15 г/л и более.

Сероводородные или сульфидные воды характерны для нефтегазоносных районов. Формирование химического состава этих вод связано с восстановлением сульфатов, происходящим в ряде случаев за счет содержащегося в нефтяных и газовых залежах.

Сероводород обычно занимает в составе растворенных газов подчиненное место, в газовом составе сероводородных вод почти

всегда преобладает метан и азот. Сероводород образуется при восстановлении сульфатов также за счет метана угленосных отложений и торфяников.

Часть восстановленной серы в сульфидных водах находится в виде гидросульфид-иона HS^- , значение которого возрастает с повышением щелочности вод.

Сероводородные воды подразделяются также на ряд типов. К числу наиболее широко известных относятся щелочные гидросульфидные горячие воды так называемого пиренейского типа, распространенные исключительно в складчатых областях (например, Горячий Ключ, Тбилиси). Эти воды содержат сравнительно мало восстановленной серы. Другой характер имеют сероводородные воды так называемого мацестинского типа, обычно крепкие (до 2 г/л сероводорода), с высокой минерализацией. Они известны как в складчатых областях (Кавказ), так и на платформах (например, в Прикамье). Оба типа связаны с нефтяными и газовыми месторождениями. В отличие от преимущественно гидрокарбонатных вод пиренейского типа воды мацестинского типа хлоридные.

Существует еще тип сероводородных вод преимущественно сульфатного состава. Это слабые сероводородные воды, часто связанные с торфяниками (например, Краинка, Кемери).

Некоторые месторождения сероводородных или гидросульфидных вод находятся там, где некогда существовали нефтяные и газовые месторождения, впоследствии разрушенные окислительными процессами.

Т а б л и ц а 13

Характерные геологические условия формирования	В областях отсутствия новейших магматических процессов	В областях развития молодых магматических и метаморфических явлений
<p>Магматические и метаморфические породы</p> <p>Осадочные отложения</p> <p>Осадочные, преимущественно карбонатные породы, обогащенные органическим веществом</p> <p>Породы с сульфидной минерализацией</p> <p>Породы с вторичными концентрациями радиоактивных элементов</p>	<p>Азотные слабоминерализованные кремнистые термы</p> <p>Азотные и метановые воды, различные по ионному составу и температуре, в том числе бромные и йодные</p> <p>Сульфидные, азотные и метановые воды, различные по ионному составу и температуре</p> <p>Азотные, кислые, сульфатные воды</p> <p>Азотные радоновые воды, различные по ионному составу и минерализации</p>	<p>Углекислые гидрокарбонатные холодные воды низкой минерализации</p> <p>Углекислые воды, различные по ионному составу, и температуре, иногда обогащенные As, В, H_2, SiO_2</p> <p>Углекислые радоновые воды, различные по ионному составу, с невысокой минерализацией</p>

Воды с газами окислительной обстановки и восстановительной обстановки, но не содержащие сероводорода и гидросульфидов, могут обладать целебными свойствами, зависящими от их ионно-солевого состава, содержания радиоактивных элементов и других микрокомпонентов. Среди этих вод кроме радиоактивных следует назвать горько-соленые, железистые, бромистые, мышьяковистые, содовые. Определенное значение имеют также термальные воды разного состава.

В нефтяных газовых месторождениях, кроме охарактеризованных выше йодистых и бромистых (йодо-бромных) вод, нередко содовые, горько-соленые, соленые воды и рассолы. Практически все воды и рассолы нефтяных и газовых месторождений могут использоваться в лечебных целях.

Особое положение занимают воды, лечебные свойства которых обусловлены наличием органических веществ. Часть таких вод связана с нефтяными месторождениями, например, знаменитая трускавецкая «Нафтуся», содержащая около 25 мг/л органических компонентов.

Новейшая генетическая классификация минеральных вод приведена в табл. 13 (по В. В. Иванову, Л. Н. Барабанову, Г. Н. Плотниковой, 1968) с сокращениями.

§ 4. Радиоактивные воды

Радиоактивность природных вод зависит от присутствия радия, урана и радона, содержащихся в очень малых количествах.

Радиоактивными считаются воды с содержанием радия более $1 \cdot 10^{-14}$ г/л, урана — более $3 \cdot 10^{-5}$ г/л, радона — более 50 эман (1 эман равен содержанию в воде радона в количестве, равновесном по радиоактивности десятиmillionной части миллиграмма радия).

Радиоактивность вод имеет лечебное, промышленное (добыча радия) и поисковое (поиски урана) значения.

Радиоактивные воды нередко встречаются в нефтяных и газовых месторождениях (до 10^{-7} г/л радия, до 10^{-6} г/л урана).

Условия формирования радиоактивных подземных вод, точнее говоря условия накопления радиоактивных элементов в подземных водах, могут быть весьма различными.

Условиями, благоприятствующими формированию радиоактивных подземных вод, служат: 1) скопления радиоактивных (урановых) руд; 2) большие объемы пород высокой кларковой радиоактивности (гранитов, среди осадочных пород — глин); 3) повышенная эманлирующая способность пород, содержащих радиоактивные элементы, обычно связанная с повышенной трещиноватостью пород; 4) большая продолжительность накопления радиоактивных элементов путем диффузии из пород.

Переход радиоактивных элементов из пород в воды происходит в результате выщелачивания, катионного обмена и путем диффузии. В различных условиях образуются разные типы радиоактивных вод.

По преобладанию того или иного радиоактивного элемента различают радоновые, радиевые и урановые воды.

Происхождение и распространение радоновых вод связано главным образом с гранитами. Для нефтяных и газовых месторождений они нехарактерны. Основное значение радоновых вод лечебное.

Радиевые воды, наоборот, часто связаны с осадочными породами, нередко встречаются в нефтяных и газовых месторождениях. Радий может поступать в воды из глин при процессах выщелачивания, катионного обмена. Накапливается он преимущественно в хлоридных подземных водах и рассолах в условиях восстановительной обстановки. В окислительной обстановке, когда воды богаты сульфатами, радий, связываясь с сульфат-ионом, переходит в труднорастворимое состояние и выпадает в осадок; хлорид же радия хорошо растворим. Радиевые воды имеют лечебное значение. Некоторые из них используются для промышленного извлечения радия.

Урановые, урано-радиевые и урано-радоно-радиевые воды связаны преимущественно с месторождениями радиоактивных руд. Все эти воды распространены главным образом в окислительной обстановке, так как уран растворяется в водах в виде кислородсодержащих понов (UO_2^{2+} и др.). По этой причине в нефтяных и газовых месторождениях урановые воды не встречаются.

Урановые, урано-радиевые и урано-радоно-радиевые воды имеют значение поисковых признаков на месторождения урана. Гидрогеохимический метод поисков урановых руд в настоящее время занимает ведущее положение.

Закономерности распределения радиоактивных элементов в водах нефтяных месторождений в последние годы изучались Г. Х. Эфендиевым, В. А. Филоновым, В. М. Щепяком, С. А. Сааковым и др.

По данным Г. Х. Эфендиева, Р. А. Алекперова и А. Н. Нуриева щелочные (гидрокарбонатно-натриевого типа) воды нефтяных месторождений по сравнению с водой океанов обогащены радием в 700 раз и ураном в 2 раза, а жесткие воды нефтяных месторождений (хлоридно-кальциевого типа) соответственно обогащены радием в 4000 раз и обеднены ураном в 10 раз. Содержание радия и радона (продукта распада радия) в водах нефтяных месторождений связано обратной зависимостью с сульфатностью вод (рис. 36).

По В. А. Филонову, В. М. Щепяку, С. А. Саакову радий относительно накапливается в водах вблизи нефтяных залежей (см. также гл. XI).

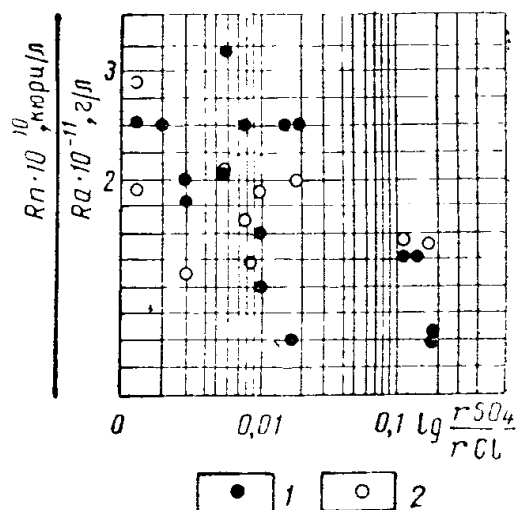


Рис. 36. Зависимость содержания радия и радона от величины $\lg [rSO_4 : rCl]$ в водах (по Г. Х. Эфендиеву и др.).

1 — радий; 2 — радон.

Глава VIII

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ИЗЫСКАНИЯ (НЕКОТОРЫЕ ВИДЫ И МЕТОДЫ)

Различные виды гидрогеологических изысканий проводятся с целью изучения подземных вод и рассолов как полезных ископаемых, как спутников и среды других полезных ископаемых, как вредных факторов и условий, мешающих проведению определенных работ.

Важнейшими целями гидрогеологических изысканий являются поиски и разведка подземных вод и рассолов как полезных ископаемых, пресных вод для водоснабжения, минеральных вод и рассолов для лечебного и промышленного использования, термальных вод и паров для энергетического использования.

В задачи поисков и разведки подземных вод и рассолов входит выявление тех или иных подземных вод и рассолов, их качества, условий залегания, движения, режима, запасов, условий эксплуатации. В этих целях проводятся геологические и гидрогеологические съемки, аэрогеологические наблюдения, геоботанические и геофизические исследования, мелкое и глубокое разведочное бурение с изучением разрезов скважин, откачки, стационарные наблюдения за режимом и т. п.

Важное значение имеют гидрогеологические изыскания с инженерно-строительными целями (особенно при крупном строительстве). Особо следует выделить гидрогеологические изыскания при гидротехническом строительстве — сооружении каналов, водохранилищ, дамб и т. п. и в горном деле (шахтная и рудничная гидрогеология).

Специальные вопросы нефтегазопроисковых изысканий изложены в гл. XI.

§ 1. Гидрогеологические съемки

Гидрогеологические съемки принадлежат к числу важнейших видов гидрогеологических изысканий и могут применяться для различных целей.

Гидрогеологические съемки заключаются в обследовании, описании и нанесении на карты всех проявлений подземных вод на данной территории (водопунктов, водоисточников): естественных — родников (источников), искусственных — колодцев, водяных скважин;

попутно изучают также поверхностные водоемы и физико-геологические явления, связанные с деятельностью подземных вод — карст, оползни, наледи и т. п.

Масштаб гидрогеологических съемок может быть разным. Гидрогеологические съемки в масштабе 1 : 500 000 считаются обзорными, съемки масштаба 1 : 200 000 — региональными. И те и другие проводятся с целью общегидрогеологического изучения территории, и результаты их используются для различных практических задач. Гидрогеологические съемки более крупных масштабов — площадные (масштаба 1 : 50 000) и детальные (масштаба 1 : 25 000 и детальнее) — имеют уже определенное специальное назначение (изыскания для водоснабжения, для строительства и т. п.).

Гидрогеологическая съемка проводится при наличии геологической карты района того же масштаба (или более крупного). При отсутствии соответствующей геологической карты проводится комплексная геолого-гидрогеологическая съемка, в процессе которой составляются как гидрогеологические, так и геологическая карты.

Обследование естественных и искусственных водопроявлений составляет главное содержание гидрогеологических съемок.

При обследовании естественных выходов подземных вод (родников, источников) определяют и фиксируют местоположение родника, его стратиграфическую приуроченность, геологические условия выхода воды, тип родника, дебит, температуру воды, а также отбирают пробы для химического анализа. Важно определить, представляет родник коренной выход воды или дериват, приурочен он к трещине или нет, восходящий он или нисходящий, не имеет ли характера грифона и т. п. Дебит родников определяют при помощи мерных сосудов или особых приспособлений, называемых водосливами.

При обследовании колодцев и водяных скважин, находящихся на площади съемки, замеряют уровни вод в них (уровни грунтовых вод или статические), дебиты вод при фонтанировании и откачках и т. п.

Из числа вспомогательных исследований применяются геоботанические и геофизические.

В пустынях и полупустынях при поисках подземных вод и гидрогеологических съемках применяют геоботанические методы. По данным изучения распространения растений — *гидроиндикаторов* — составляют гидроиндикационные геоботанические карты.

Большое значение для гидрогеологических изысканий в настоящее время имеют геофизические методы. Для гидрогеологических целей наиболее широко применяют электроразведку методом сопротивлений — электроразведывание и электропрофилирование. Эти методы позволяют определять глубину залегания минерализованных вод, находящихся ниже горизонтов пресных вод (при изысканиях на минеральные воды и рассолы), или, наоборот, глубину

залегания пресных вод, расположенных ниже горизонтов с минерализованной водой (при изысканиях на пресные воды). Применение электроразведки в этих случаях основано на различии электрического сопротивления вод разной минерализации. Электроразведка может проводиться с подсобными целями и в процессе гидрогеологической съемки.

Для изучения геологического строения и условий залегания водоносных горизонтов и комплексов применяют сейсморазведку. Сейчас сейсморазведка занимает доминирующее положение в «гидрогеологической геофизике». Иногда используют (для тех же целей, что и сейсмические методы) также гравиметрию и магнитометрию. При изысканиях на термальные воды производят геотермические исследования. В ряде случаев гидрогеологические съемки сопровождаются бурением мелких скважин.

В результате гидрогеологической съемки общего характера (обзорной, региональной) проводится расчленение разреза на водоносные комплексы, горизонты, зоны; определяются площадь развития, мощность и характер водоносных и водоупорных пород, глубины залегания, напоры, качество и условия циркуляции подземных вод и рассолов; проводится гидрогеологическое районирование. На основе результатов обзорных и региональных гидрогеологических съемок проектируются более детальные виды гидрогеологических изысканий.

В результате площадных и детальных гидрогеологических съемок получают данные для оценки запасов подземных вод и рассолов, для проектирования их эксплуатации и для различных специальных целей.

§ 2. Гидрогеологические карты

В результате гидрогеологических съемок составляют гидрогеологические карты. Гидрогеологические карты строят также по данным различных разведочных работ, на основе использования гидрогеологических материалов, полученных различными путями.

В настоящее время общепринятых стандартов для составления гидрогеологических карт не существует. Строят большое число видов гидрогеологических карт, основанных на разных принципах. Для общих гидрогеологических карт А. М. Овчинников (1955) предложил следующую классификацию (табл. 14).

Обзорные карты самых мелких масштабов (1 : 2 500 000 и мельче) составляются без проведения специальных съемок на основе обобщения имеющихся гидрогеологических и геологических материалов. Примером таких карт может служить комплексная гидрогеологическая карта всей территории СССР в масштабе 1 : 2 500 000, составленная под руководством И. К. Зайцева.

В СССР проводятся гидрогеологические съемки различных масштабов.

Существующими инструкциями (ВСЕГИНГЕО) для карт масштаба 1 : 1 000 000 и более крупномасштабных предусматривается: для первого от поверхности земли водоносного горизонта (комплекса,

Наименование основ	Категория	Масштаб	Объект	Цель карты
Топографические крупномасштабные	Детальные	1 : 500—1 : 1000 1 : 2 000—1 : 10 000 1 : 25 000	Планы участков, водозаборов Места стока или разгрузки подземных вод Части небольших бассейнов	Обоснование проектирования водозаборов Размещение опытных, разведочных, наблюдательных скважин
	Площадные	1 : 25 000—1 : 100 000 1 : 200 000	Небольшие бассейны и потоки	Характеристика бассейнов и особенностей стока и разгрузки подземных вод, оценка степени водообильности
Обзорно-топографические среднемасштабные	Районные	1 : 200 000 1 : 500 000	Бассейны различного типа и размера Районы и очаги разгрузки	Гидрогеологическое районирование для постановки детальных исследований
Обзорные мелкомасштабные	Обзорные	1 : 1 000 000—1 : 2 500 000 и мельче	Крупные бассейны и пояса	Закономерности и общая схема распространения подземных вод

трещиноватой зоны) должны быть показаны распространение, геологический возраст, глубины залегания, водообильность, минерализация вод, а для более глубоких горизонтов — те же данные опорных водопунктов. На карте показывается значительное число водопунктов (водоисточников) с числами, характеризующими различные показатели первого и более глубоких горизонтов, что придает карте характер картограммы, а часто приводит к сильной перегруженности ее.

Для районов, где развито много водоносных горизонтов, необходимо составление дополнительных карт. Практически для района обычно необходима серия параллельных карт. Составляют следующие карты (частные): фактического материала (с показом всех водоисточников), грунтовых вод с гидроизогипсами, напорных вод с гидроизопьезами, водообильности (с показом максимальных дебитов для различных горизонтов), гидрохимические карты, а также карты специального назначения (отраслевые). При составлении карт используются результаты площадных и детальных гидрогеологических съемок, разведочных и опытных работ.

Основной трудностью при составлении гидрогеологических карт является многообразие показателей, которые должны быть отражены на картах. Кроме того, затруднение вызывает и многоэтажность водоносных горизонтов и комплексов.

Совершенно очевидно, что не может быть гидрогеологической карты, соответствующей стандартной геологической карте, которая отображает лишь геологическое строение земной поверхности. Но геология тоже не довольствуется лишь стандартной геологической картой; существуют различные структурные, пластовые, литофациальные и многочисленные другие карты, характеризующие различные аспекты геологического строения района. В гидрогеологии нет точного эквивалента обычной геологической карты, так как во-первых, подземные воды не имеют сплошного однородного распространения ни непосредственно под поверхностью земли, ни на каком-либо другом уровне, во-вторых, они не имеют такого простого универсального признака, как геологический возраст. Совершенно очевидно, что должна составляться серия параллельных карт.

Для отображения на картах многоэтажности водоносных горизонтов и комплексов предложен ряд приемов. Так, известен метод «просвечивания», метод карт-срезов на различных отметках (рис. 37, 38).

М. Е. Альтовский, М. В. Чуринов и другие исследователи предложили поступать следующим образом. Если каждый нижезалегаящий водоносный горизонт имеет большую площадь развития, площади, на которых распространены одновременно эти водоносные горизонты или комплексы, закрашиваются цветом, присвоенным наиболее молодому из них. Если, наоборот, площадь развития нижезалегаящих горизонтов меньше, чем верхних, на карте соответствующим цветом закрашивается площадь распространения самого верхнего горизонта, а внутри показывается распространение нижних

горизонтов цветными контурами со стрелками, направленными внутрь.

Однако достаточно полная характеристика водоносных комплексов при значительном числе их в разрезе может быть дана лишь серией (атласом) карт. Иногда можно пользоваться серией параллельных карт на прозрачном материале, накладываемых друг на друга.

В гидрогеологии нефтяных и газовых месторождений прочно вошло в практику составление различных гидрогеологических карт для отдельных водоносных горизонтов и комплексов. При этом каждый

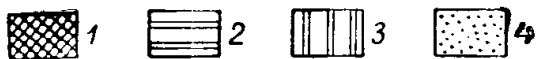
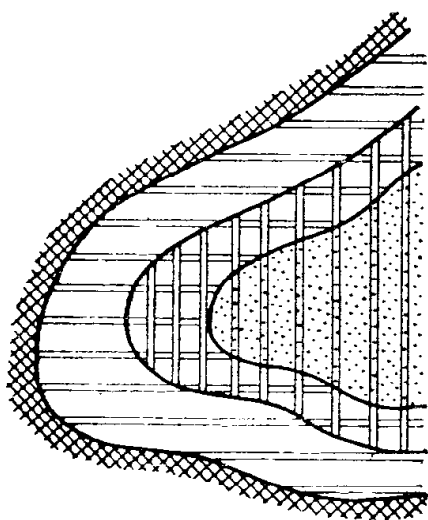


Рис. 37. Схема изображения подземных водных бассейнов методом «просвечивания» (по А. М. Овчинникову).

1 — относительно водоупорные докембрийские отложения; 2 — водоносные горизонты девонских отложений; 3 — водоносные горизонты каменноугольных отложений; 4 — водоносные горизонты пермских отложений.

горизонт или комплекс характеризуется серией параллельных частных карт (карта гидроизопьез, различные гидрогеохимические карты — минерализации, газонасыщенности, типов вод, содержания отдельных анионов, соотношения отдельных ионов, газового состава и др.). Широко используется метод изолиний: изопьез, изотерм, изохим, или изокон, — линий равного содержания (концентраций) любых растворенных компонентов: изоминер — линий равной общей минерализации, изохлор — линий равного содержания хлора и т. п. Зоны между определенными изолиниями закрашиваются соответствующими цветами или штриховкой.

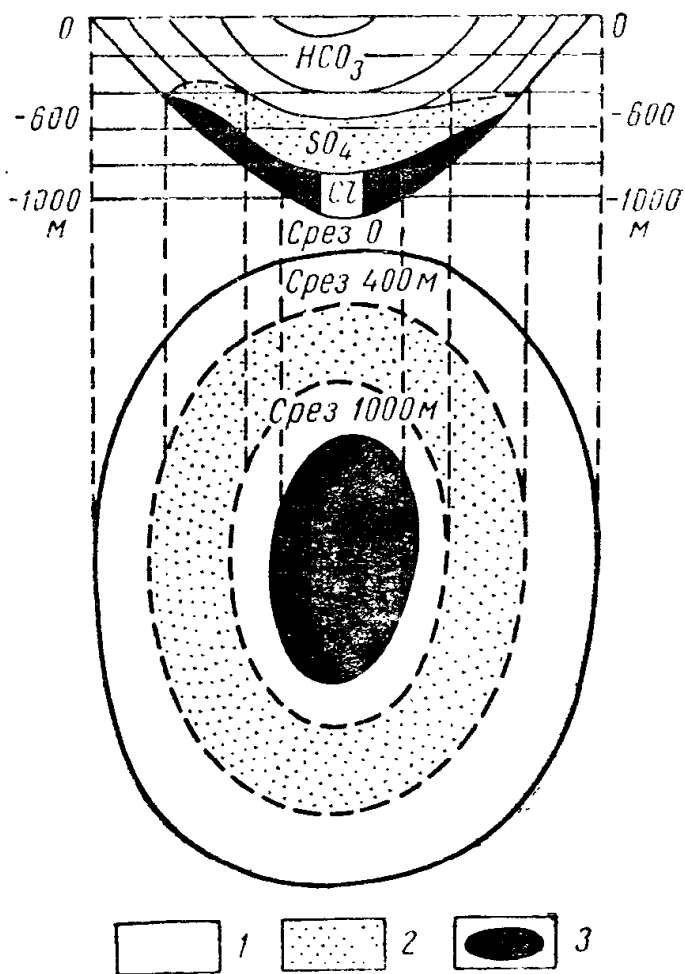


Рис. 38. Схема карт-срезов на различных отметках при хорошо выраженной зональности подземных водных бассейнов (по А. М. Овчинникову).

1 — гидрокарбонатные воды; 2 — сульфатные воды; 3 — хлоридные воды.

§ 3 Поисково-разведочное бурение на воды и рассолы; гидрогеологическое изучение разрезов скважин

Основным способом разведки (и добычи) подземных вод и рассолов служит бурение. Бурение скважин проводится и в процессе гидрогеологических съемок и при специальных гидрогеологических изысканиях со строительными и гидротехническими целями.

При изысканиях на грунтовые воды производят преимущественно мелкое бурение, при изысканиях на напорные воды — преимущественно глубокое бурение. При разведке подземных вод и рассолов, залегающих на больших глубинах, используют также глубокие скважины, пробуренные в других целях (для поисков и разведки нефтяных и газовых месторождений).

Мелкое поисково-разведочное бурение на грунтовые воды осуществляется в основном ударно-канатным и вращательным способами. В скважинах замеряют уровни; по данным замера на карты наносят изогипсы, изображающие рельеф зеркала грунтовых вод, ведут наблюдения за направлением и скоростью грунтовых потоков; производят опробование горизонта грунтовых вод.

Глубокое поисково-разведочное бурение на напорные воды и рассолы производят в настоящее время преимущественно (при глубине более 300—1000 м почти исключительно) вращательным способом. Для получения гидрогеологических данных удобнее бурить без промывки, но по технико-экономическим причинам глубокое бурение ведется обычно с промывкой водой или глинистым раствором; глинистый раствор следует применять лишь в случае необходимости.

По данным поискового и разведочного бурения изучают геологический разрез, выявляют водоносные горизонты и комплексы, определяют глубины залегания, возраст, мощность, литологию этих горизонтов и комплексов. В процессе бурения ведут наблюдения за водопроявлениями; помимо открытых водопроявлений наблюдают за выходящей промывочной жидкостью (глинистым раствором). Определяют вязкость выходящего раствора, соленость его фильтрата, иногда фильтрат подвергают химическому анализу. Понижение вязкости глинистого раствора, выходящего из скважины, изменение солености и химического состава его фильтрата указывают на проходку водоносных горизонтов. Фиксируются также поглощения промывочной жидкости.

Большое значение имеют геофизические исследования в скважинах. Электрометрия скважин методами сопротивлений и естественных потенциалов помимо литологии разреза дает возможность определять наличие и положение в разрезе горизонтов с пресными и минеральными водами (и рассолами). Горизонты пресных вод обычно отбиваются максимумами электрических сопротивлений и естественных потенциалов, горизонты с солеными водами и рассолами дают минимумы сопротивлений и максимумы на кривой естественных потенциалов. Минерализация вод может определяться путем расчета по электрометрическим данным. При разведке термальных вод полезно применять

термометрию, при разведке радиоактивных вод — радиометрию (гамма-метод).

В США для определения химического состава вод получил применение метод нейтронно-активационный, для приблизительного определения эффективной пористости и проницаемости водоносных коллекторов — метод ядерно-магнитного резонанса; в обоих случаях используются специальные каротажные зонды.

При разведочном бурении водоносные интервалы должны быть охарактеризованы также керновым материалом.

При поисковом и разведочном бурении на нефть и газ проводятся в основном те же гидрогеологические наблюдения и исследования, а геологические и геофизические материалы также могут быть использованы для гидрогеологической характеристики разреза.

На основе полученных при бурении и изучении разреза скважин данных выбирают водоносные интервалы для опробований, которые составляют главное содержание разведки подземных вод.

§ 4. Опробование водоносных горизонтов

Гидрогеологическое опробование состоит в определении статического уровня, дебита, производительности водоносного горизонта и в отборе проб подземных вод и рассолов для химических анализов. Опробование водоносных горизонтов производится в целях оценки запасов подземных вод и рассолов, для проектирования их эксплуатации, а также для получения гидрогеологических показателей, необходимых для решения нефтегазопромысловых и нефтегазопромысловых задач.

В переливающих (фонтанирующих) водяных скважинах уровень определяют путем наращивания труб или проводят замеры давления на устье (до его стабилизации). Исходя из высоты фонтана и диаметра труб определяют дебит.

Ю. П. Гаттенбергер указывает, что при замерах давления на устье переливающих водяных скважин надо, во-первых, удалять периодически скапливающийся газ, выделяющийся из воды, во-вторых, учитывать, что при температуре воды выше $25-30^{\circ}\text{C}$ устьевое давление сначала поднимается выше статического. На рис. 39 (по Ю. П. Гаттенбергеру) видны «горбы» на всех кривых восстановления давления. При исследовании скважин важно не принять эти участки повышенных давлений за статические значения и продолжать наблюдения дальше.

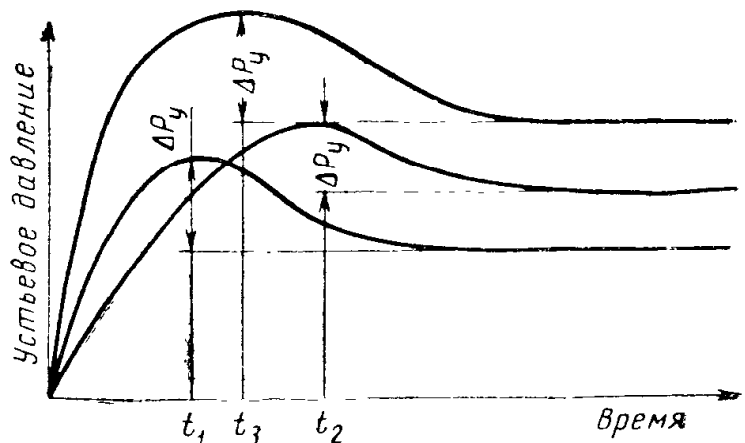


Рис. 39. Кривые восстановления давления на устье самоизливающейся скважины после их закрытия (по Ю. П. Гаттенбергеру).

Δp_y — превышение устьевского давления в моменты времени t над статическим устьевым давлением.

При отсутствии самоизлива воды проводят опробование при помощи откачек.

Предварительное опробование водоносных горизонтов можно производить с помощью пластоиспытателей на трубах и опробователей на кабеле. Наибольшее промышленное применение получили пластоиспытатели, опускаемые в скважину на бурильной колонне (КИИГрозУфНИИ¹, КИИ-65 и др.). Эти пластоиспытатели дают возможность опробования в малые промежутки времени без крепления скважины колонной обсадных труб и удаления из нее глинистого раствора при помощи несложного и недорогого оборудования. Однако такое предварительное опробование, проводимое в перерывах между углублением ствола скважины, дает результаты, которые не отражают в полной мере характеристику пласта по всей его мощности. При таком способе опробования нельзя получить достаточно надежные данные о химическом составе вод. Кроме того, часты аварии в виде прихватов бурового инструмента и др.

До настоящего времени в подавляющем большинстве случаев опробование водоносных горизонтов осуществляется путем проведения откачек из обсаженных скважин после окончания бурения.

Различают пробные и опытные откачки. Пробные откачки проводятся при предварительной разведке подземных вод и рассолов из одиночных (отдельных) скважин при двух понижениях уровня. Опытные откачки проводятся при детальном разведочных работах из куста скважин, состоящего из одной центральной скважины, из которой непосредственно производятся откачки воды, и нескольких наблюдательных. Опытные откачки производятся при трех понижениях уровня. Они подразделяются на кратковременные и длительные. При опытных откачках ведутся наблюдения над взаимодействием скважин.

В скважинах, пробуренных с промывкой глинистым раствором, перед откачками производится замена глинистого раствора на чистую воду.

Исследования водяных скважин в нефтегазопромысловых и нефтегазопромысловых целях в общем обычно сходны с пробными откачками.

При откачках уровень воды в скважине обычно значительно снижается, а статический уровень определяют, наблюдая за нарастанием уровня при остановке скважины на приток (строят графики восстановления уровня — см. рис. 40). В тех случаях, когда приток слаб и уровень поднимается медленно, статический уровень можно определять путем долива воды в скважину и последующего наблюдения за повышением уровня. К доливу следует прибегать при вскрытии водоносных горизонтов, уровень вод которых при понижении на глубину более 100 м поднимается за сутки на высоту менее 50 м.

Чем длительнее период наблюдения за уровнем, тем точнее будет определен статический уровень. Доливать скважину необходимо

¹ КИИ — комплект испытательных инструментов.

таким образом, чтобы уровень не превышал статического. А. Л. Козлов, В. Н. Корценштейн и В. П. Савченко в свое время предложили доливать воду в скважину до нулевой абсолютной отметки, так как статические уровни лишь в редких случаях имеют отрицательную абсолютную отметку.

И. К. Зерчанинов предложил при отсутствии времени для более длительных исследований достоверность статического положения уровня проверять доливом воды в скважину: если уровень действительно статический, то на это укажет понижение его после долива, улавливаемое в течение одного часа («микрподлив»).

Для последующего определения приведенного напора (см. гл. III) параллельно с замером статического уровня необходимо определять плотность жидкости, заполняющей скважину, и температуру.

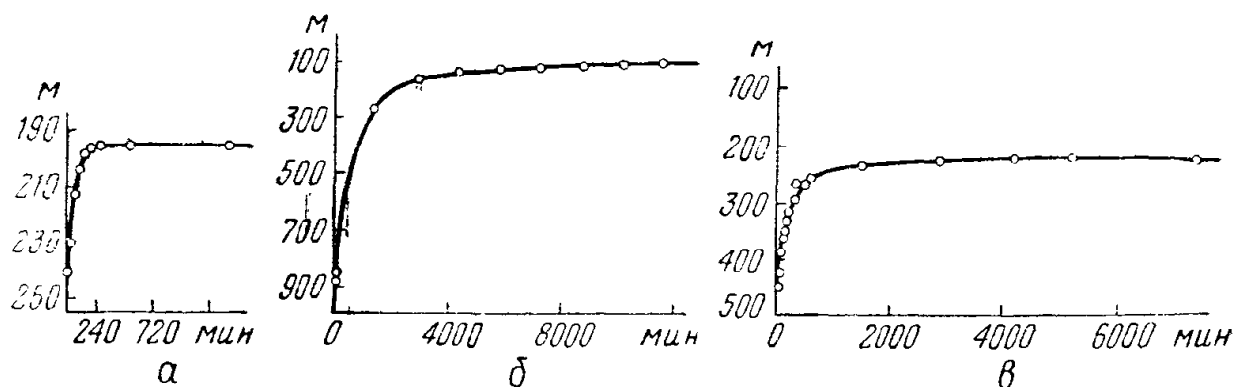


Рис. 40. Кривые восстановления уровня водяных скважин месторождения Узень (по Ю. П. Гаттенбергеру).

Восстановление уровня до статического положения: а — быстрое; б — медленное; в — уровень не восстановлен до статического положения.

Замеры динамического уровня позволяют определять удельный дебит, т. е. зависимость дебита от понижения уровня.

В фонтанирующих скважинах применяют фиксированные во времени выпуски воды с замерами количества выпускаемой жидкости.

Для откачек из глубоких скважин при гидрогеологическом опробовании применяют свабы, различные насосы, эрлифты.

Уровень воды в глубоких скважинах замеряют различными приборами: электроуровнемерами, эхолотами, аппаратами Яковлева и др.

Пробы воды обычно отбирают после откачки, а при самоизливе — через полчаса после осветления воды.

Для отбора проб вод и рассолов из скважин пользуются различными приспособлениями и приборами. Для изучения газового состава подземных вод и рассолов, который является важнейшей их характеристикой, а также для изучения физических свойств вод и рассолов в подземных условиях необходимо использовать глубинные пробоотборники. Эти пробоотборники позволяют получить глубинные пробы вод и рассолов, т. е. пробы вод и рассолов с теми свойствами, которыми они обладают в пластовых условиях. В СССР при опробовании на больших глубинах применяются преимущественно глубинные пробоотборники ПД-ОЗ, ПД-ЗМ, ПРИЗ-2, а в последнее время — ГПВ-4—700 и другие конструкции В. С. Веще-

рова. Пробоотборники конструкции В. С. Вещезерова обеспечивают максимальную достоверность химических анализов отбираемых проб жидкости (среди других пробоотборников).

По результатам гидрогеологического опробования пластов могут составляться различные гидрогеологические и гидрогеохимические карты с показом на них статических уровней, приведенных напоров, газонасыщенности, минерализации, газового и ионно-солевого состава подземных вод и рассолов и др.

Данные гидрогеологического опробования используются для поисков, разведки и разработки нефтяных и газовых месторождений, равно как и для оценки запасов и проектирования эксплуатации подземных вод и рассолов.

§ 5. Оценка запасов и ресурсов подземных вод и рассолов

Оценка запасов и ресурсов подземных вод и рассолов производится на основе поисков и разведок, а также режимных наблюдений уже в процессе эксплуатации подземных вод и рассолов.

Оценка запасов и ресурсов подземных вод и рассолов необходима для планирования дальнейших поисков и разведок, для составления и дальнейшего уточнения проектов эксплуатации подземных вод и рассолов (расчета водозаборов).

Понятие «запасы подземных вод» не вполне аналогично понятию «запасы» для других полезных ископаемых. Дело в том, что количество подземных вод в пласте или комплексе пластов бывает практически неистощимо при существующих масштабах их эксплуатации, а иногда и пополняется в процессе эксплуатации, причем естественное пополнение (путем инфильтрации) может превышать отбор. Это прежде всего относится к пресным грунтовым и напорным водам.

Вопросы классификации и оценки запасов и ресурсов подземных вод и рассолов в последнее время разрабатывались Н. А. Плотниковым, Б. И. Куделиным, Н. Н. Биндеманом, Ф. М. Бочевеком. К сожалению, классификационные схемы, предложенные перечисленными исследователями, сильно различаются между собой.

Б. И. Куделин выделяет запасы и ресурсы подземных вод. Запасы подземных вод (геологические запасы), в его понимании, в общем аналогичны запасам других полезных ископаемых, это — общее количество свободных вод в пласте. Запасы разделяются на: а) общие геологические запасы $W_{ог}$, б) легко извлекаемые запасы $W_{ли}$, в) упругие запасы ΔW_y . Эти виды запасов соответственно определяются по формулам

$$W_{ог} = Vn_a, \quad (\text{VIII.1})$$

$$W_{ли} = \mu V, \quad (\text{VIII.2})$$

$$\Delta W_y = \beta VS, \quad (\text{VIII.3})$$

где V — общий объем пласта;

n_a — активная пористость;

μ — коэффициент водоотдачи;

β — коэффициент упругоёмкости;

S — перепад давления.

Коэффициент водоотдачи определяется лабораторным путем или путем расчета по данным опытных откачек.

Ресурсы подземных вод по Б. И. Куделину подразделяются на: а) естественные Q_e и б) эксплуатационные $Q_э$. Естественные ресурсы представляют собой не что иное, как естественный расход подземного потока.

Эксплуатационные ресурсы подземных вод — количество воды, которое может быть получено из водоносных горизонтов в данных конкретных условиях эксплуатации в течение определенного срока. Это количество выражается формулой

$$Q_э = Q_e + \frac{\beta VS}{\Delta t_s} + \Delta Q, \quad (\text{VIII.4})$$

где Δt_s — время эксплуатации;

ΔQ — дополнительный приток воды, проявляющийся в результате влияния эксплуатации данного горизонта на другие пласты, бассейны и т. н.

Как видно, эксплуатационные ресурсы подземных вод зависят не только от природных условий, но и от условий эксплуатации (что выражено в (VIII.4) величинами S , Δt_s , ΔQ). На практике обычно имеет значение именно оценка эксплуатационных ресурсов (в понимании Б. И. Куделина).

Н. Н. Биндеман различает естественные, искусственные и эксплуатационные запасы подземных вод. Под ресурсами подземных вод он понимает лишь возобновляемость последних в естественных условиях. Естественные запасы по этому автору в общем не отличаются от понятия Б. И. Куделина «естественные ресурсы», искусственные запасы соответствуют величине ΔQ в (VIII.4), эксплуатационные запасы отвечают эксплуатационным ресурсам Б. И. Куделина. Расход естественного потока Н. Н. Биндеман рассматривает как минимум эксплуатационных запасов.

Ф. М. Бочевер выделяет: а) естественные запасы или ресурсы и б) эксплуатационные запасы подземных вод. Первые состоят из статических, упругих и динамических запасов и отвечают сумме геологических запасов и естественных ресурсов по Б. И. Куделину. Эксплуатационные запасы по Ф. М. Бочеверу в общем соответствуют эксплуатационным ресурсам Б. И. Куделина и состоят из естественных запасов в зоне влияния данной эксплуатационной системы (водозабора) и дополнительных, привлекаемых при эксплуатации (искусственное питание и пр.).

По степени изученности эксплуатационные запасы подземных вод и рассолов подразделяются аналогично запасам других видов полезных ископаемых на категории А, В, С₁, С₂.

Запасы подземных вод и рассолов по категории С₂ оцениваются на стадии поисков без опытных работ и на их основе производится перспективное планирование дальнейших поисков и разведок; запасы по категории С₁ оцениваются в результате пробных откачек для планирования детальных разведок, по категории В — в результате длительных опытных откачек для проектирования эксплуатации, наконец, по категории А — на основе режимных наблюдений для уточнения проектов эксплуатации подземных вод и рассолов (водозаборов).

Оценка запасов и ресурсов подземных вод и рассолов может производиться по вышеприведенным формулам Б. И. Куделина и рядом других методов. Оценка эксплуатационных запасов (ресурсов) подземных вод, как должно быть ясно из изложенного, в сущности совпадает с расчетом производительности водозабора.

§ 6. Проектирование подземных водозаборов и режимные наблюдения

Водозабором или водозаборным сооружением называется сооружение для эксплуатации вод (в том числе подземных).

Проектирование водозаборов в качестве важнейшего элемента включает расчет их производительности. Важнейшими методами такого расчета служат гидравлические, гидродинамические, балансовые. Они описываются в специальных руководствах (см. например, «Справочное руководство гидрогеолога», 1967; Ф. М. Бочеввер, 1968, и др.).

Основным принципом при расчете водозаборов является требование получения воды или рассолов в нужном количестве, надлежащего качества и при благоприятных технико-экономических условиях в течение расчетного срока работы водозабора.

Наиболее выгодно добывать подземные воды и рассолы фонтанным способом, но часто приходится применять насосный и компрессорный способы. При прочих равных условиях наиболее выгодно бурить эксплуатационные скважины на напорные воды и рассолы в точках, где пьезометрическая поверхность находится выше земной поверхности, что обеспечивает самоизлив скважин. Если это невозможно, желательно скважины закладывать там, где пьезометрическая поверхность располагается на минимальных глубинах. Очень важно учитывать также водообильность пород, обеспечивающую соответствующие дебиты скважины, и качество воды или рассола, которое иногда сильно меняется уже на небольших расстояниях (особенно у минеральных вод).

При проектировании водозабора необходимо определять расчетное понижение уровня вод, которое не должно быть больше некоторого допустимого. В противном случае уже в течение расчетного срока не будет обеспечен проектируемый дебит водозабора или может ухудшиться качество воды (до потери ее полезных свойств).

В процессе эксплуатации иногда наблюдается сильное падение статических уровней напорных вод. Например, в США после нескольких десятков лет эксплуатации значительно истощился крупнейший Дакотский бассейн, содержащий огромные запасы высоконапорных пресных вод; статические уровни, прежде достигавшие 150 м над уровнем земли, оказались ниже последнего, и фонтанирование скважин прекратилось. В Москве за 60 лет статические уровни водоносных горизонтов карбона снизились почти на 40 м.

При определенных условиях проектирование водозаборов может вестись с расчетом на истощение эксплуатационных запасов (ресурсов) вод.

Оборудование водозаборов называют также **каптажем**.

Различают каптаж источников и каптаж водоносных горизонтов. Каптаж источников — оборудование естественного выхода подземных вод на поверхность земли. Каптаж водоносного горизонта может быть независимо от наличия или отсутствия на данном участке естественного выхода подземной воды. При каптаже водоносного горизонта вывод подземной воды или рассола на поверхность (т. е. водозабор) полностью искусственный. Основным элементом каптажа в настоящее время является оборудование скважин. Во многих случаях поисковые и разведочные скважины используют затем в качестве эксплуатационных.

В процессе эксплуатации подземных вод и рассолов ведут стационарные наблюдения за их **режимом**. Под режимом подземных вод обычно понимают поведение их во времени под влиянием геологических, гидрометеорологических и искусственных факторов. Уровни, дебиты, температуры и химический состав вод во многих горизонтах изменчивы. Особенно большие колебания этих показателей наблюдаются у грунтовых вод. Но метеорологические факторы влияют и на напорные воды (преимущественно в верхних горизонтах и недалеко от зон инфильтрации), в связи с чем в режиме их иногда тоже наблюдаются большие колебания.

Чем слабее влияние атмосферы и земной поверхности, тем устойчивее режим. На подземные воды и рассолы, удаленные от зон инфильтрации, в естественных условиях влияют уже почти исключительно геологические факторы, действие которых проявляется очень медленно (исключение составляет влияние землетрясений).

Значительное влияние на режим подземных вод и рассолов могут оказывать искусственные (технические) факторы: эксплуатация, дренаж водоносных горизонтов горными выработками, загрязнение, влияющее на химический состав и качество вод и рассолов. Для предотвращения и прекращения нежелательного влияния искусственных факторов режима организуется **охрана подземных вод**. Охране подземных вод (от истощения и загрязнения) в настоящее время придается очень большое значение.

Изучение режима подземных вод и рассолов необходимо для уточнения проектов эксплуатации и рационализации водозаборов, уточнения запасов подземных вод и рассолов, а также для принятия мер по охране подземных вод. Общие наблюдения за режимом подземных вод (главным образом неглубоко залегающих) проводятся государственными режимными гидрогеологическими станциями.

При эксплуатации минеральных вод и рассолов, залегающих в нефтяных и газовых месторождениях, основное значение для режима имеют система эксплуатации и взаимодействие эксплуатационных скважин, т. е. искусственные факторы¹.

¹ О влиянии на режим подземных вод факторов, связанных с разработкой месторождений нефти и газа, говорится также в гл. XII.

Глава IX

ПАЛЕОГИДРОГЕОЛОГИЯ

Задачей палеогидрогеологических исследований является восстановление гидрогеологической истории района, бассейна, стратиграфического или водоносного комплекса. Содержанием гидрогеологической истории являются процессы образования и перемещения инфильтрационных, седиментогенных и эндогенных подземных вод, формирования подземных вод сложного генезиса и другие процессы, частично переплетающиеся, частично чередующиеся во времени (геологическая деятельность подземных вод и т. п.).

Палеогидрогеологические исследования имеют важное значение для выяснения условий образования и разрушения месторождений полезных ископаемых и для поисков последних, в частности, для поисков нефти и газа. При оценке перспектив нефтегазоносности района эти исследования помогают выяснить гидрогеологические условия формирования, сохранения и разрушения залежей нефти и газа в геологическом прошлом.

Гидрогеологическая история района или водоносного комплекса может быть разбита на циклы и этапы. Подход к изучению современных и древних циклов и этапов несколько различен.

Большое значение в палеогидрогеологии имеют методы определения возраста вод, на которых следует остановиться прежде всего.

§ 1. Определения возраста подземных вод

Определение возраста подземных вод должно иметь важнейшее значение для палеогидрогеологии. Однако ввиду специфических свойств подземных вод как подвижных образований определение их возраста и само понятие возраста для них значительно сложнее, чем для твердых горных пород, и до сих пор не играет соответствующей роли.

Идею использования радиоактивного распада для определения возраста подземных вод впервые предложил В. И. Баранов в 1927 г. В качестве основы определения возраста было использовано отношение между содержанием в воде мезотория и радия. Однако применение прямых радиоактивных методов оценки возраста подземных вод в дальнейшем не получило развития.

Более перспективным оказался гелиевый метод, основанный на определении стабильного продукта радиоактивного распада — гелия. Гелиевый метод оценки возраста подземных вод был предложен В. П. Савченко в 1932 г. В основу метода был положен расчет скорости накопления гелия в подземной воде при определенном содержании радиоактивных элементов в породе и определенных физических параметрах, характеризующих ее. Время накопления определенного количества гелия He в воде выражается следующей формулой:

$$t = \frac{\text{He}}{(11 \cdot 10^{-8}U + 2,4 \cdot 10^{-8}\text{Th}) k_{\text{отд}} (1 - D) \rho / P} \text{ лет,} \quad (\text{IX.1})$$

где He — концентрация гелия в воде в см³/см³;

U и Th — содержание урана и тория в породе в г/г;

$k_{\text{отд}}$ — коэффициент отдачи гелия из породы в воду;

D — коэффициент диффузии, определяющий потерю гелия из воды через подстилающие и покрывающие породы;

ρ — плотность породы в г/см³;

P — пористость породы.

Взяв породы со средним содержанием радиоактивных элементов (а именно: U — $0,7 \cdot 10^{-6}$, Th — $1,5 \cdot 10^{-5}$ г/г) и средними значениями пористости и плотности (соответственно 0,13 и 2,5 г/см³) и приняв коэффициент отдачи $k_{\text{отд}}$ равным 0,6, а коэффициент диффузии D — 0,75, А. Л. Козлов подсчитал, что скорость накопления гелия в 1 см³ воды равна $3,4 \cdot 10^{12}$ см³ в год (В. П. Савченко брал несколько иные величины).

Практически более удобным методом оценки абсолютного возраста вод оказался предложенный также В. П. Савченко гелий-аргоновый метод, который базируется на постоянной скорости образования гелия из радиоактивных элементов и постоянном содержании в подземных водах аргона (последний считается полностью атмосферного происхождения). Исходя из приведенной выше величины скорости накопления в подземных водах гелия и коэффициента растворимости аргона в воде, А. Л. Козлов предложил следующую формулу определения возраста подземной воды:

$$t = \frac{\text{He}}{\text{Ar}} \cdot 115 \text{ млн. лет.} \quad (\text{IX.2})$$

В. П. Савченко, применив некоторые другие исходные параметры, использовал формулу с другим числовым коэффициентом:

$$t = \frac{\text{He}}{\text{Ar}} \cdot 77 \text{ млн. лет.} \quad (\text{IX.3})$$

В обеих формулах мерой времени служит гелий, образующийся за счет радиоактивного распада. Аргон играет совершенно пассивную роль. Между тем в действительности аргон, находящийся в подземных водах, неоднороден. Он представлен тремя изотопами — Ar⁴⁰, Ar³⁸ и Ar³⁶. Изотоп Ar⁴⁰ резко преобладает над остальными: обычно содержание в газах Ar⁴⁰ в тысячи раз превышает содержание Ar³⁸

и в сотни раз — содержание Ar^{36} (по Т. Хоерингу и Х. Муру). В то же время Ar^{40} частично образуется в результате радиоактивных процессов. Поэтому изотопные соотношения аргона значительно колеблются. Так как Ar^{40} — преобладающий изотоп аргона в природе, то в составе аргона в целом значительная доля может быть представлена радиогенными компонентами. Поэтому, признавая весь аргон воздушного происхождения (метеогенным), можно сделать существенную ошибку.

По данным Т. Хоеринга и Х. Мура, отношение между изотопами Ar^{40} (частично радиогенным) и Ar^{36} (только метеогенным) в подземных объектах сильно колеблется. Для воздуха это отношение равно 296. Из 28 исследованных указанными авторами подземных образцов в 19 оно находится в пределах 300—500, в 5 образцах — в пределах 500—1000 и 4 образца характеризуются отношением $\text{Ar}^{40}/\text{Ar}^{36}$ выше 1000. Следовательно, в подземных условиях всегда имеется примесь радиогенного аргона, а зачастую (примерно треть случаев) эта примесь составляет более половины количества всего аргона.

Исходя из приведенных данных, следует считать необходимым в формулах В. П. Савченко и А. Л. Козлова вместо общего аргона использовать только воздушный аргон, иначе ошибка будет слишком велика. Воздушный аргон можно определять по изотопному соотношению $\text{Ar}^{40}/\text{Ar}^{36}$. Если оно превышает 300, то это превышение надо относить за счет радиогенного аргона, соответственно вычисляя остающееся количество воздушного. Следовательно, для правильного использования формул необходимы отдельные определения изотопов аргона, что сильно усложняет расчеты.

Определение содержания радиогенного аргона в составе газа Ar_p З. Н. Несмелова и К. С. Солдатова предлагают производить по формуле

$$\text{Ar}_p = \left(1 - \frac{\text{Ar}^{40}/\text{Ar}_B^{36}}{\text{Ar}^{40}/\text{Ar}_{\text{обп}}^{36}} \right) n \cdot 10^4, \quad (\text{IX.4})$$

где Ar_p — концентрация радиогенного аргона в ч/млн.;

$\text{Ar}_{\text{обп}}^{36}$ — общая концентрация Ar^{36} в исследованном образце в ч/млн.;

n — содержание всего аргона в % объем.

В качестве стандарта, естественно, предлагается аргон современной атмосферы.

Большое количество определений содержания радиогенного аргона в различных природных газах в последнее время произведено в СССР Э. К. Герлингом, И. Н. Толстихиным и другими исследователями, а за рубежом Г. Вассербургом с сотрудниками. По данным этих авторов, максимальное абсолютное и относительное содержание радиогенного аргона установлено в газовом месторождении Сан-Хуан (шт. Нью-Мексико): абсолютное — 5580 частей ч/млн., относительное — 99% от общего количества аргона. Интересно, что содержание гелия в газе там в 11 раз больше, чем аргона.

По данным З. Н. Несмеловой и К. С. Солдатовой в газовых и газонефтяных месторождениях высокие и аномально высокие концен-

трации радиогенного аргона приурочены к зонам разрывных дислокаций. Э. К. Герлинг, И. Н. Толстихин и другие исследователи предлагают для оценки возраста подземных вод использовать соотношение между радиогенным и воздушным аргоном:

$$t = M_{\text{Ar}} \frac{\text{Ar}_p}{\text{Ar}_b} \quad (\text{IX.5})$$

Здесь величина M_{Ar} получается следующим образом:

$$M_{\text{Ar}} = \frac{0,23 \cdot 10^{10} P c_{\text{Ar}}}{(100 - P) d K m_{\text{Ar}}}, \quad (\text{IX.6})$$

где P — пористость;

d — плотность породы;

K — весовое содержание калия;

c_{Ar} — растворимость аргона;

m_{Ar} — доля радиогенного аргона, перешедшего в поровое пространство породы.

М. Н. Митин предложил формулы, основанные на гелиевом, аргоновом и ксеноновом методах и включающие уже не средние, а конкретные величины ряда параметров, которые характеризуют условия накопления радиогенных элементов. В качестве примера можно привести формулу определения возраста вод по содержанию гелия

$$\tau = 1,515 \cdot 10^{10} \lg \left[1 + \frac{1,3288 \cdot 10^{-3} (\text{He})}{\left(\frac{1-m}{m} \right) d J E (U + 0,27\text{Th})} \right], \quad (\text{IX.7})$$

где τ — возраст воды в годах;

He — количество гелия при нормальных условиях в $\text{см}^3/\text{см}^3$ в подземной воде в момент наблюдения; U и Th — содержание в горной породе соответственно U^{238} и Th^{232} в г/г;

d — плотность горной породы или минерала в $\text{г}/\text{см}^3$;

J — коэффициент отдачи гелия горной породой подземной воде в долях единицы;

E — поправка на потерю гелия из подземной воды в атмосферу в результате диффузии, означает оставшееся количество гелия в долях единицы;

m — пористость горной породы в долях единицы.

Для определения поправки на потерю гелия в результате диффузии М. Н. Митин предлагает особые формулы, включающие величины содержания в породе и воде ксенона, уругости в воде и в атмосфере гелия и ксенона, а также коэффициенты отдачи гелия и ксенона. Формулы М. Н. Митина не получили применения.

Формулы М. Н. Митина, как и формулы В. П. Савченко и А. Л. Козлова, не учитывают возможность поступления гелия (а также радиогенного аргона и ксенона) в воду данного пласта из более древних или интрузивных пород, на что, например, было указано В. Н. Корценштейном в 1959 г.

Ф. А. Алексеевым, Л. В. Горбушиной, А. М. Овчинниковым и В. Г. Тымышским в опытным порядке проведено определение возраста вод Ташкентского бассейна гелий-аргоновым методом с учетом фактического распределения радиоактивных элементов в породах бассейна и диффузионного перетока гелия из интрузивных пород палеозоя в мезозойские водоносные осадочные отложения. Таким путем

был рассчитан возраст меловых вод, отобранных из различных скважин, расположенных по направлению от зоны инфильтрационного питания в глубь бассейна.

Возраст вод возрастает по мере удаления от зоны инфильтрационного питания, что следует считать подтверждением правильности полученных результатов.

Существенно, что Л. В. Горбушиной, Н. М. Салменковой и В. Г. Тыминским установлено совпадение данных по возрасту вод, полученных вышеуказанным способом, с результатами определения

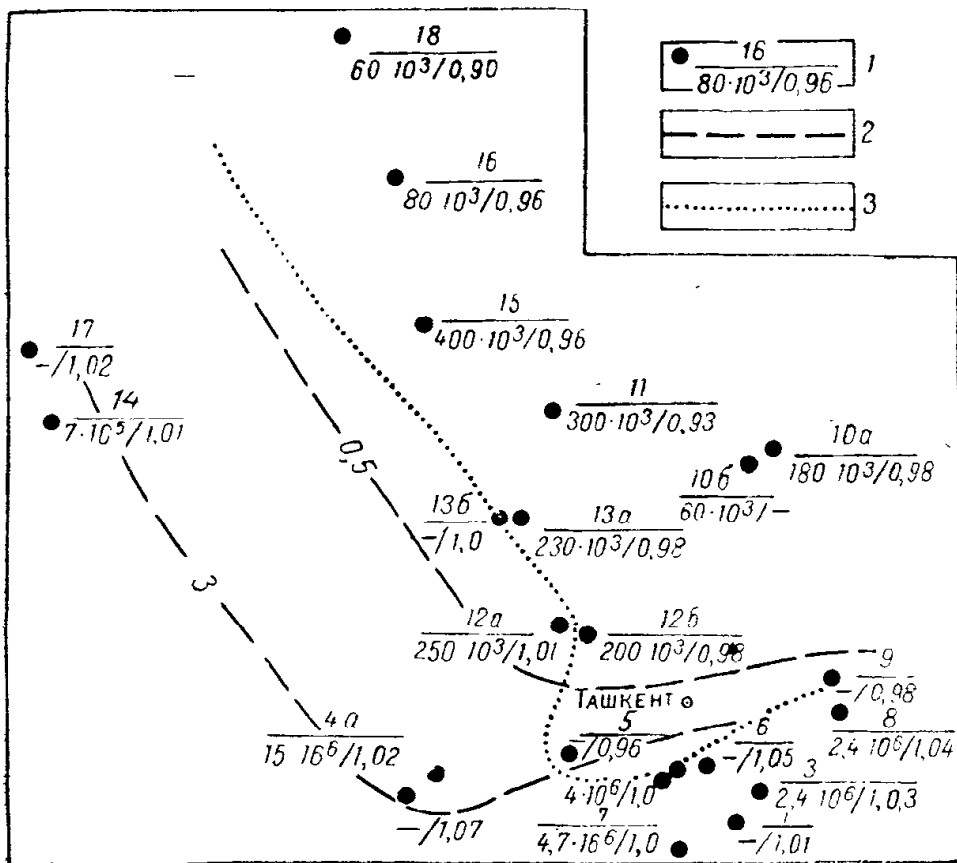


Рис. 41. Распределение дейтерия в водах Ташкентского бассейна (по Л. В. Горбушиной, Н. М. Салменковой, В. Г. Тыминскому).

1 — скважины (в числителе — номер скважины, в знаменателе — отношение возраста вод в годах и концентрации D в относительных единицах); 2 — изолинии возраста вод в млн. лет; 3 — изолиния концентрации D в относительных единицах.

содержания изотопов водорода в тех же водах. Это видно на специальной карте, составленной названными авторами (рис. 41). Важно также отметить, что сопоставление этих данных с расчетом интенсивности инфильтрационного водообмена по формуле А. А. Карцева (см. гл. IV), проведенное этими авторами, показало хорошее соответствие.

Недавно А. Н. Павлов предложил уточненные формулы определения возраста подземных вод гелиевым методом для отдельных типов пород — с учетом содержания урана, тория, физических свойств пород, возраста и некоторых других параметров.

В качестве примера здесь приводится формула для мезозойских песчаников:

$$t = (1,4 \cdot 10^{10} \text{He} + 38 \cdot 10^6) \frac{\text{He}}{\text{Ar}} \cdot \quad (\text{IX.8})$$

Подсчеты по этой и подобным формулам А. Н. Шавлова показывают меньшие значения t , чем по формулам А. Л. Козлова и В. П. Савченко.

Результаты применений гелий-аргонового метода расчета возраста подземных вод показали принципиальную правильность этого метода. Однако, как видно из вышеизложенного, в общем случае при расчетах приходится сталкиваться с большими трудностями.

§ 2. Периодизация гидрогеологической истории

В соответствии с основными принципами периодизации гидрогеологической истории, изложенными в главе IV, изучение палеогидрогеологии района или водоносного комплекса следует начинать с выделения гидрогеологических циклов и соответственно элизионных и инфильтрационных этапов.

Основным документом, позволяющим выделять циклы и этапы гидрогеологической истории, служит геологический разрез, фиксирующий результаты седиментации и денудации, а также отложения, перерывы и несогласия. В первом приближении интервалам разреза, представленным осадочными (и параметаморфическими) породами, отвечают элизионные этапы, а перерывам — инфильтрационные.

Однако часто палеогидрогеологическое истолкование перерывов и размывов в разрезе бывает не так легко. Встречаются размывы и перерывы субаквального характера и локального значения, с которыми не связано сколько-нибудь значительных процессов инфильтрации. Поэтому в некоторых случаях нельзя ограничиваться изучением отдельных разрезов, а необходимо использовать сводные разрезы по достаточно обширным районам (областям, бассейнам) или обращаться уже к картографическим материалам, позволяющим устанавливать пространственную локализацию размывов.

Дополнительную информацию о наличии и характере древних инфильтрационных этапов можно извлечь из изучения явлений палеокарста. Обширное развитие древних (палеозойских) карстовых процессов установлено, например, Г. А. Максимовичем в районах Волго-Уральской нефтегазоносной провинции.

Палеокарст фиксируется в скважинах при наблюдениях за провалами бурового инструмента, за потерей циркуляции промывочной жидкости при проходке скважин, а также геофизическими измерениями в скважинах. Е. И. Синявским составлена, например, специальная карта распределения зон поглощения промывочной жидкости при бурении для палеозоя Татарии, которую можно рассматривать как своеобразный палеогидрогеологический документ.

Для элизионных этапов границы распространения седиментогенных вод в пределах района могут быть показаны на палеогидрогеологической карте или схеме, построенной на палеогеографической основе. Для иллюстрации условий инфильтрационного этапа гидрогеологической истории составляется палеогидрогеологическая карта и схема несколько иного типа: на ней показываются предполагаемые

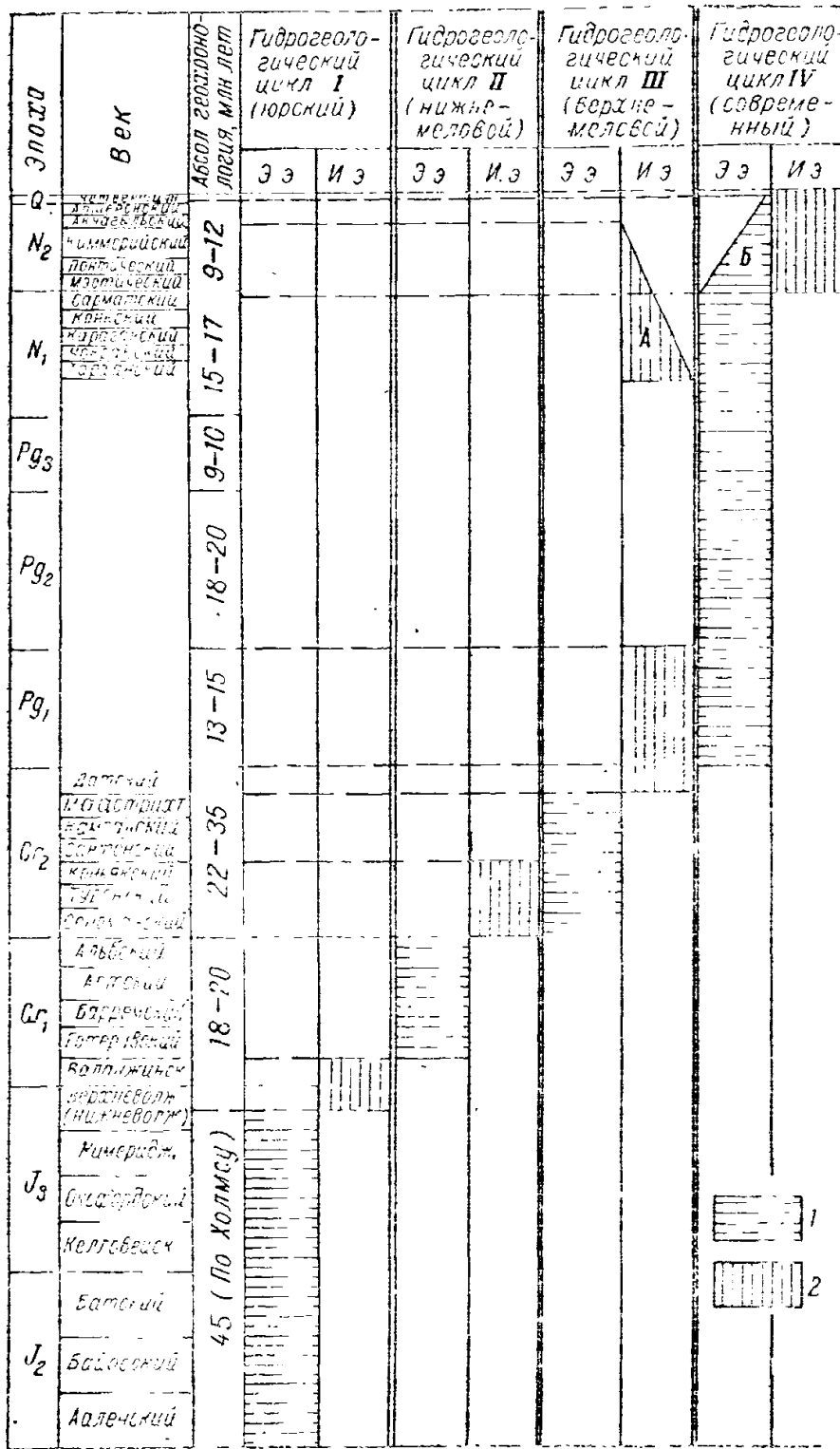


Рис. 42. Историко-гидрогеологический график Предкавказья (по С. Б. Вагину, А. А. Карцеву).

1 — элизионный этап; 2 — инфильтрационный этап; А — инфильтрационный этап (и. э.) в северо-восточной части Предкавказья; Б — элизионный этап (э. э.) современного гидрогеологического цикла в Восточном Предкавказье.

области (зоны) питания, зоны разгрузки и направления подземного стока.

На основе геологического разреза, палеогидрогеологических карт и дополнительных историко-геологических данных строится обобщенная схема периодизации гидрогеологической истории или историко-гидрогеологический график для изучаемого района. На этом графике на фоне относительной и абсолютной геохронологии для каждого изучаемого комплекса отложений показывают гидрогеологические циклы и соответствующие этапы.

В качестве примера можно привести схему периодизации гидрогеологической истории и условий формирования подземных вод для мезозойских отложений Предкавказья и прилегающей части Прикаспия (рис. 42).

В кайнозойское гидрогеологическое развитие отдельных частей данного изучаемого района становится различным. Но особенно большие отличия характеризуют гидрогеологическое развитие северо-востока рассматриваемого района — восток погребенного кряжа Карпинского, Астраханский свод и др. На этих участках инфильтрационный этап предыдущего цикла (который здесь следует именовать палеоген-неогеновым) растянулся до верхнеплиоценового времени (рис. 42). Он закончился тогда, когда в собственно Предкавказье уже начался инфильтрационный этап современного гидрогеологического цикла (в плиоценовую эпоху). В это время в связи с поднятием Большого Кавказа инфильтрационные воды снова проникают в мезозойские отложения и начинают двигаться с юга на север. Однако на северо-востоке в верхнеплиоценовое и древнечетвертичное время продолжает существовать элизионный этап. Он сменяется инфильтрационным этапом лишь в самое последнее время.

Гидрогеологические условия в отдельных частях района могут на отдельных этапах гидрогеологической истории резко отличаться. Если это явление отмечается на сравнительно небольшом участке, то целесообразно на той же схеме периодизации гидрогеологической истории показывать такое отличие специальными условными обозначениями, как это и сделано на рис. 42.

§ 3. Палеогидрогеохимия

Реконструкция состава древних подземных вод — дело чрезвычайно сложное. Предложенные методы палеогидрогеохимических реконструкций весьма несовершенны и в общем случае могут давать решение задачи только в первом приближении.

Известно несколько методов палеогидрогеохимических реконструкций: палеогеографический, литологический и некоторые другие. В основе палеогеографического метода положено резкое различие состава талассогенных и метеогенных вод. На палеогеографических картах области суши выделяются как зоны формирования преимущественно пресных подземных вод (метеогенных), области моря — как зоны формирования соленых подземных вод (талассогенных).

Имея палеонтологические и другие данные об отклонениях солености водоемов седиментации от нормальной морской, можно уточнять реконструкции состава древних седиментационных вод.

Палеогеографический метод может помочь реконструировать химический состав лишь формирующихся на данном изучаемом этапе подземных вод. О составе подземных вод, сохранившихся от предыдущих этапов, на основе палеогеографии нельзя создать более или менее конкретного представления. Для таких случаев следует привлекать литологические данные (например, можно говорить о рассолах при наличии соленосных толщ), общие представления о гидрохимической зональности подземных водных бассейнов (по аналогии с современными условиями) и т. п.

Недавно Г. П. Волобуев предложил оригинальный метод палеогидрогеохимических реконструкций, основанный на представлении о единонаправленной «метаморфизации» подземных вод при погружении вмещающих отложений и вероятностно-статистическом подходе к определению степени этой метаморфизации. Вероятностная модель процесса метаморфизации подземных вод представляет собой функциональную зависимость осредненных методом математической статистики значений показателей метаморфизации (натрий-хлорный коэффициент и др.) от геохронобаты (произведения возраста на глубину погружения).

Г. П. Волобуев составил ряд карт палеоизоминер. При их составлении выполнялись следующие операции.

1. Выбор объекта исследований и выделение отдельных характерных этапов его геологической истории.

2. Вероятностно-статистическая обработка фактического гидрохимического материала и получение зависимости различных показателей от геохронобаты.

3. Подсчет значений геохронобат для точек с фактическими гидрохимическими данными ко времени завершения каждого из выделенных этапов и пересчет их на фоновые значения интересующих гидрохимических показателей.

4. Сопоставление расчетных и фактических величин гидрохимического показателя для современного этапа. В случае их расхождения из-за очевидного преобладающего влияния специфических условий определенного участка изучаемой области — вычисление коэффициента аномальности.

5. Корректировка величин изучаемого показателя с помощью коэффициентов аномальности, нанесение уточненных значений на палеоснову и построение карт.

По Г. П. Волобуеву построенные в соответствии с изложенными принципами карты палеоизоминер являются первым вероятностным приближением к реально существовавшим палеогидрогеохимическим обстановкам.

Оценивая охарактеризованный метод палеогидрогеохимических реконструкций следует иметь в виду дискуссионность его теоретической базы. Вообще же предлагаемая методика заслуживает пристального внимания, но не может пока считаться в должной мере апробированной.

§ 4. Палеогидродинамика

Формирование химического и изотопного состава подземных вод зависит от условий их движения. На различных этапах гидрогеологической истории гидродинамические условия меняются.

Гидродинамические условия на элизионных этапах в первом приближении можно реконструировать, основываясь на анализе распределения мощностей осадков. Такие палеогидродинамические построения были сделаны впервые для мезо-кайнозойских отложений Предкавказья М. С. Бурштаром и И. В. Машковым (1963 г.). При подобных построениях в отличие от обычных карт изопахит для характеристики каждого последующего этапа наращиваются мощности покрывающих отложений. Эта методика содержит в себе некоторые допущения. Так, уплотнение осадков на каждом этапе сказывается

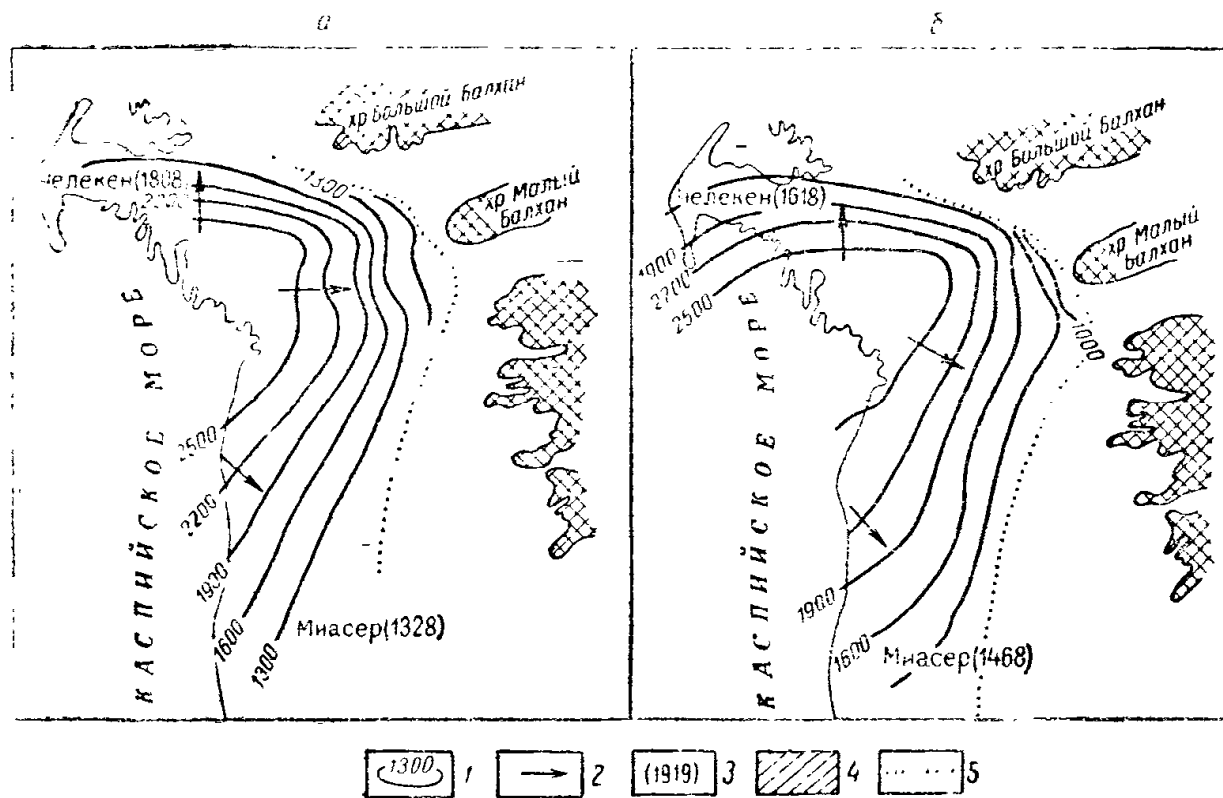


Рис. 43. Схематические карты гидродинамической обстановки нижнекрасноцветного водоносного комплекса на начало акчагыльского (а) и апшеронского (б) времени (по В. В. Колодию).

1 — изолинии мощностей исследуемого и перекрывающего комплексов; 2 — направление движения вод; 3 — значения приведенных напоров; 4 — восточная граница распространения исследуемого комплекса; 5 — горные сооружения.

на мощности последних. Поэтому для воспроизведения действительной обстановки необходимо расчетным путем восстановить первоначальные мощности. При наличии больших глубин моря следует, вообще говоря, учитывать эти последние, что, однако, вызывает затруднения при соответствующей интерпретации материалов.

На палеогидродинамических схемах элизионных этапов (рис. 43) показаны зоны максимальных давлений (палеопьезомаксимумы) и стрелками — направления движения подземных вод к зонам палеопьезоминимумов.

Оригинальная методика количественной оценки палеогидродинамических условий для элизионных этапов разработана Ф. П. Самсоновым, Ю. М. Качаловым и Г. П. Якобсоном (1966).

Считая движение подземных вод на элизионных этапах неустановившимся (вследствие непрерывности процесса осадконакопления), для вычисления древних уровней они применили уравнение Г. Н. Каменского для неустановившегося движения в конечных разностях, преобразовав его для условий элизионного напорного потока. Ниже приводится вывод расчетных конечно-разностных уравнений по Ф. П. Самсонову, Ю. М. Качалову и Г. П. Якобсону для случая одномерного потока (линии тока параллельны в разрезе и в плане).

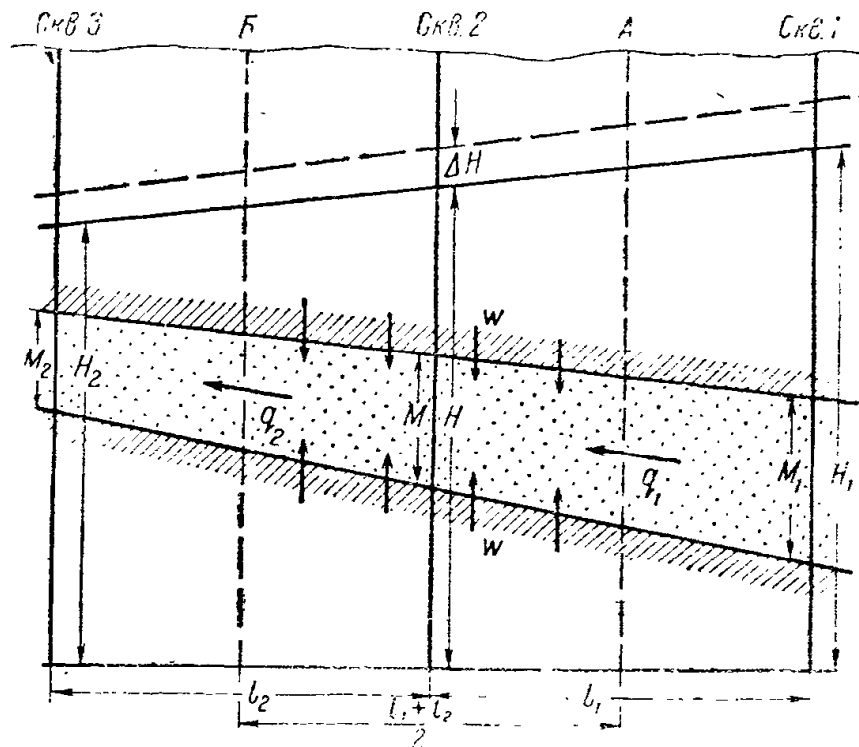


Рис. 44. Расчетная схема решения линейной задачи.

Линии тока параллельны в разрезе и в плане (по Г. П. Якобсону, Ф. П. Самсонову, Ю. М. Качалову).

Объем воды (упругий запас) ΔV , накапливаемый в элементе пласта, ограниченном сечениями A и B (рис. 44), за время Δt , выражается уравнением

$$\Delta V = \left((q_1 - q_2 + w \frac{l_1 + l_2}{2}) \Delta t \right) \quad (\text{IX.9})$$

где q_1 и q_2 — расходы воды, проходящие соответственно через сечения A и B ; w — модуль элизионного питания, равный количеству отжатых вод, поступивших на единицу площади пласта в единицу времени; l_1 и l_2 — расстояния между скважинами.

Величину ΔV можно выразить также следующим образом:

$$\Delta V = \beta^* M_{\text{ср}} \frac{l_1 + l_2}{2} \Delta H, \quad (\text{IX.10})$$

где β^* — коэффициент упругоэластичности пласта; $M_{\text{ср}}$ — средняя мощность водоносного пласта в элементе AB ; ΔH — изменение величины напора в элементе пласта за время Δt (в скв. 2).

Расходы q_1 и q_2 для напорных подземных вод в однородном пласте равны

$$q_1 = k \frac{M_1 + M_2}{2} \frac{H_1 - H_2}{l_1}, \quad (\text{IX.11})$$

$$q_2 = k \frac{M_1 + M_2}{2} \frac{H - H_2}{l_2}, \quad (\text{IX.12})$$

где k — коэффициент фильтрации; M_1, M_2 — мощности водоносного пласта соответственно в скв. 1, 2 и 3; H_1, H, H_2 — напоры подземных вод соответственно в скв. 1, 2 и 3 на начало промежутка времени Δt .

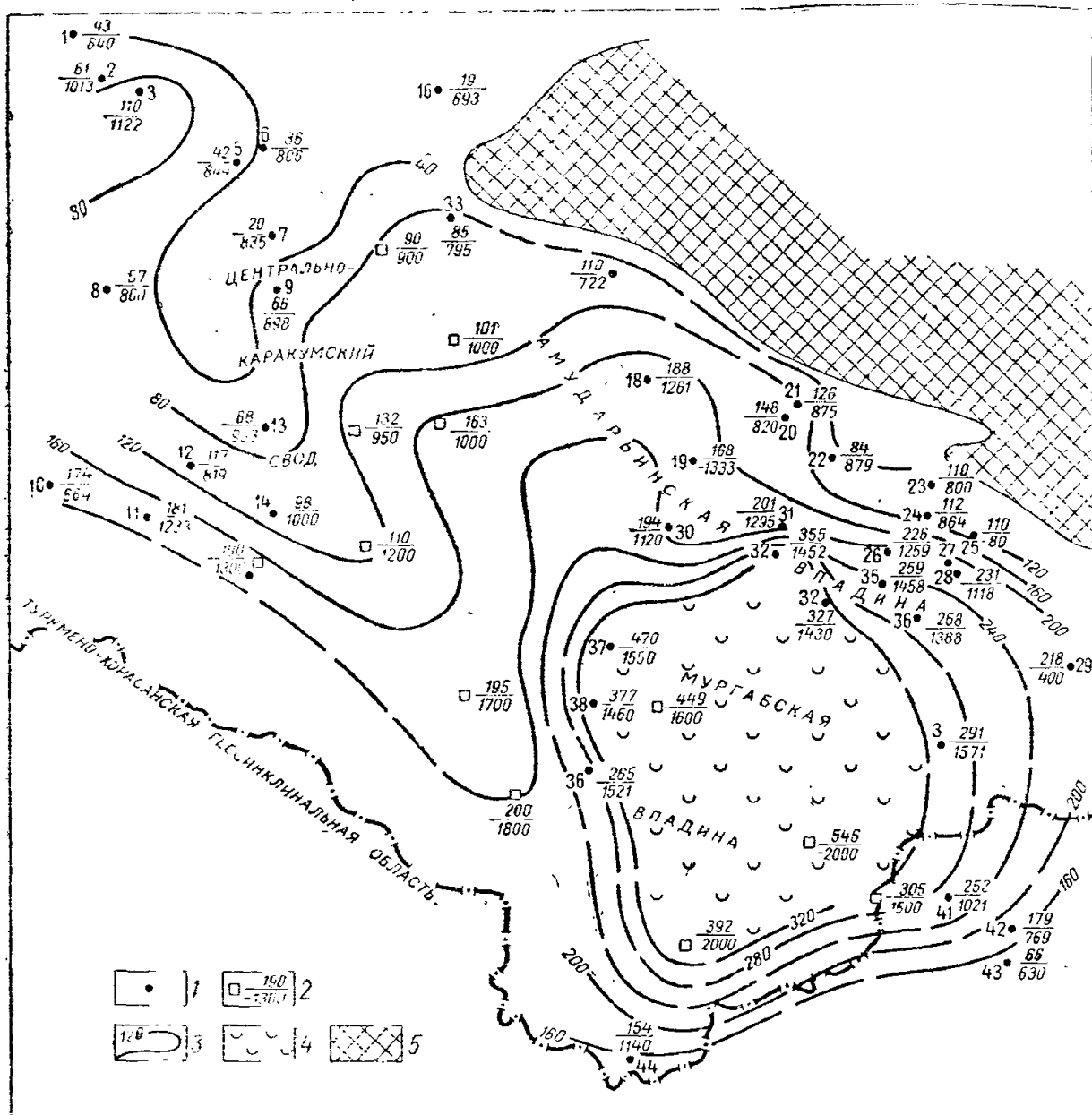


Рис. 45. Схематическая карта палеогидроизобез неокон-аптского нефтегазоводопосного комплекса Каракумского бассейна на конец верхнемеловой эпохи (по Г. П. Якобсону, Ф. П. Самсонову, Ю. М. Качалову).

1 — скважины; 2 — условные точки (в числителе — пьезометрический уровень в м, в знаменателе — глубина залегания кровли комплекса в м); 3 — палеогидроизобезы; 4 — область с напорами выше 350 м (главная внутренняя область элизионного питания и создания напоров бассейна); 5 — область отсутствия отложений комплекса.

После подстановки в (IX.9) выражений q_1 и q_2 из (IX.11) и (IX.12), ΔV из (IX.10) и преобразований получим

$$\Delta H = \frac{k}{M_{\text{ср}} \beta^*} \left[\frac{(M_1 + M_2)(H_1 - H)}{l_1(l_1 + l_2)} - \frac{(M + M_2)(H - H_2)}{l_2(l_1 + l_2)} \right] \Delta t \frac{w \Delta t}{\beta^* M_{\text{ср}}} \quad (\text{IX.13})$$

Уравнение является расчетным для вычисления приращений древних давлений. Полный древний напор H^* на конец промежутка времени Δt будет равен

$$H^* = H + \Delta H. \quad (\text{IX.14})$$

По вычисленным древним напорам, указанным авторами, построены схематические карты палеогидроизопьез (рис. 45).

Рассмотренная методика в принципе позволяет ориентировочно вычислять величины древних уровней на любой момент времени в любой точке бассейна и строить схемы палеогидроизопьез, т. е. проследить развитие элизионной водонапорной системы во времени. Однако в настоящем виде она имеет ряд недостатков. Во-первых, к ошибкам может привести принятие пласта безграничным. Во-вторых, неправильно не включать в расчет величину перепада давлений между уплотняющимся пластом и пластом-приемником. Эти и другие недостатки могут быть устранены при дальнейшей разработке методики, предложенной Ф. П. Самсоновым с соавторами.

Интерес к изучению гидродинамических условий на древних этапах гидрогеологической истории в последнее время все возрастает. Недавно В. Б. Адиловым, И. К. Гавич и А. М. Овчинниковым разработан метод палеогидродинамического моделирования на аналоговой сетчатой машине МСМ-1. Этот метод был применен при палеогидрогеологическом анализе амударьинской водонапорной системы. При этом проводили палеогидрогеологические реконструкции, выделяли зоны питания и разгрузки, т. е. устанавливали граничные условия. Исследуемый район был разбит на блоки и при различном влиянии граничных условий и определенных геостатических давлениях проанализирован на МСМ-1 для моментов времени с интервалами в 5 млн. лет (от сеномана до современного периода).

Карта изопьез, полученная на МСМ-1 на современный период, оказалась очень сходной с картой изопьез, построенной по фактическим данным.

Работы по палеогидродинамическому моделированию в настоящее время продолжаются. Этот палеогидрогеологический метод имеет весьма большие перспективы дальнейшего развития и применения.

Для определения условий формирования подземных вод на элизионных этапах гидрогеологических циклов важное значение имеет установление показателя интенсивности водообмена в водоносных комплексах. Принципиальная схема расчета может быть проиллюстрирована следующим примером. Предположим, что к началу данного элизионного этапа излучаемая толща, представленная глинами мощностью 1000 м и песками мощностью 10 м и развитая на площади 1 млн. км², не была перекрыта более молодыми отложениями (начало второго гидрогеологического цикла). В течение этого элизионного этапа накопилась новая толща мощностью 1000 м. Следовательно, глубина залегания средней части изучаемой толщи увеличилась от 500 до 1500 м. По графику зависимости пористости глин от глубины их погружения находим, что пористость глин при таком возрастании глубины залегания уменьшается от 0,38 до 0,23, т. е. на 0,15. Принимая эту величину приближенно за среднюю для всей толщи, подсчитываем количество воды, выжатой в течение данного элизионного этапа из глин в песчаные пласты: $0,15 \cdot 10^3 \cdot 10^{12} = 15 \cdot 10^{13}$ м³. Объем же воды, находившейся в песках, составлял (принимая пористость песков 0,25) $0,25 \cdot 10^2 \cdot 10^{12} = 25 \cdot 10^{12}$ м³, т. е. был в 6 раз меньше. Следовательно, в песках произошло примерно шестикратное обновле-

ние воды, другими словами, показатель интенсивности водообмена будет равен шести.

Определение показателя интенсивности водообмена в водоносном комплексе на элизионном этапе (ПИЭВ) можно вести по формуле

$$\text{ПИЭВ} = \frac{V_{\Gamma} \Delta m_{\Gamma}}{V_{\Pi} m_{\Pi}}, \quad (\text{IX.15})$$

где V_{Π} — объем питания коллекторов данного водоносного комплекса;
 m_{Π} — пористость песчаников (с учетом изменения во времени);
 V_{Γ} — объем глин данного водоносного комплекса (с учетом изменения во времени);

Δm_{Γ} — изменение пористости глин в течение данного этапа.

Величина V_{Γ} получается из выражения

$$V_{\Gamma} = S h_{\Gamma}, \quad (\text{IX.16})$$

где S — площадь распространения водоносного комплекса;

h_{Γ} — мощность глинистой толщи; ее следует определять как средневзвешенную мощность по площади распространения водоносного комплекса, так как эта величина может резко изменяться от краевых к наиболее прогнутым частям бассейна.

Для расчета первоначальной мощности глин, т. е. мощности, соответствовавшей глубине залегания к концу элизионного этапа рассматриваемого гидрогеологического цикла, можно пользоваться формулой

$$\frac{h}{h_1} = \frac{1 - m_1}{1 - m}, \quad (\text{IX.17})$$

где h_1 — современная мощность глин;

m_1 — современная пористость глин, определяемая по графику изменения пористости глин от глубины залегания;

h — первоначальная мощность глин;

m — первоначальная пористость глин.

Пористость песчаников во времени также изменяется, и это надо учитывать при расчетах. Рекомендуется строить графики зависимости пористости от времени существования коллекторов.

Б. П. Ставицким недавно предложен несколько иной способ оценки интенсивности водообмена, представляющий собой модификацию изложенного выше метода. Единицей районирования по Б. П. Ставицкому является элементарная площадь. Величина показателя интенсивности элизионного водообмена рассчитывается им на единичную площадь по соотношению объема отжатой из глин воды и объема пустот коллекторов по каждой из разведочных скважин. Такая методика расчета дает возможность провести последующее картирование полученных данных.

Используя данные о показателе интенсивности элизионного водообмена (ПИЭВ), можно определить порядок скоростей подземных потоков на элизионных этапах гидрогеологических циклов. Для этого можно применять формулу

$$u_e = \frac{R}{\frac{\tau_e}{\text{ПИЭВ}}}, \quad (\text{IX.18})$$

где u_e — средняя скорость подземного потока в течение элизионного этапа;

R — расстояние от центра бассейна (т. е. участка максимального погружения) до края бассейна;

τ_e — длительность элизионного этапа.

Пример. Расстояние от участка максимального прогибания до границы элизионного бассейна (радиус элизионного бассейна) равно 150 км, длительность элизионного этапа составляет 15 млн. лет, ПИЭВ для этапа равен 5. Отсюда средняя скорость подземного потока в течение данного элизионного этапа составляла

$$u_e = \frac{150 \cdot 10^3 \cdot 5}{15 \cdot 10^6} = 0,05 \text{ м/год.}$$

В. В. Колодием по формуле (IX.18) были рассчитаны скорости движения подземных вод красноцветных отложений Западно-Туркменской впадины для начала четвертичного времени, а также средние скорости за весь период седиментации.

Порядок величин скоростей движения вод, рассчитанных по вышеприведенной формуле и по формуле Дарси, вполне сопоставим.

Об условиях формирования подземных вод на инфильтрационных этапах можно судить, зная интенсивность водообмена в изучаемой толще. Исходя из принципа актуализма, можно использовать величины скоростей движения вод в аналогичных современных бассейнах. Порядок скоростей движения глубоко залегающих напорных вод для основных типов бассейнов можно брать из табл. 7.

Пользуясь методом аналогии, можно задаться для расчетов определенными скоростями движения вод. Для расчета показателя интенсивности водообмена на инфильтрационных этапах необходимо также знание продолжительности этапов (берется из схемы периодизации гидрогеологической истории). Исходя из этих ориентировочных величин, определяется показатель интенсивности водообмена для древних инфильтрационных этапов.

Пример. Песчаная толща мощностью 100 м (условно принимаем пористость 10%) была развита на площади 1 млн. км². Зона создания пачера располагалась в горах. Область развития изучаемой толщи характеризовалась тектоническими условиями предгорного прогиба и платформенного склона. Принимаем для этого случая скорость движения вод 1 м/год. Поперечное сечение потока равно, положим, 200 км². Отсюда определяем годовой расход потока: $2 \cdot 10^5 \cdot 10^2 = 2 \cdot 10^7 \text{ м}^3$. Объем же воды, находившейся в толще, составлял 10^{13} м^3 , т. е. в $5 \cdot 10^5$ раз больше, значит коэффициент водообмена равен $5 \cdot 10^{-5}$. Следовательно, продолжительность одного периода полного водообмена составляет $5 \cdot 10^5$ лет (500 тыс. лет). Зная длительность данного инфильтрационного этапа (предположим 1 млн. лет), можем определить показатель интенсивности инфильтрационного водообмена. В данном случае, следовательно, он равен 2, т. е. воды толщи возобновлялись 2 раза.

Изложенный способ подсчета может быть выражен формулой

$$\text{ПИЭВ} = \frac{F u \tau_i}{V_{\text{п}} m_{\text{п}}}, \quad (\text{IX.19})$$

где ПИИВ — показатель интенсивности водообмена на инфильтрационном этапе;

F — поперечное сечение древнего подземного потока;

u — скорость древнего потока, взятая по аналогии с таковой сходных современных бассейнов;

τ_i — длительность данного инфильтрационного этапа (по данным абсолютной геохронологии).

Так, при расчете показателя интенсивности для водообмена среднегоурского водоносного комплекса Восточного Предкавказья в течение инфильтрационного этапа юрского гидрогеологического цикла были взяты следующие величины: $F = 270 \text{ км} \cdot 150 \text{ м} = 4 \cdot 10^7 \text{ м}^2$; $u = 0,1 \text{ м/год}$; $\tau_i = 6 \text{ млн. лет}$; ПИИВ = 5.

Следует, однако, иметь в виду, что эти величины ПИИВ имеют ориентировочное значение и годны главным образом для сравнительных целей.

Современная динамика подземных вод тоже имеет немалое значение для палеогидрогеологических исследований. По данным о современных скоростях подземных потоков можно определять время продвижения вод от области питания до данной точки и интенсивность водообмена в течение современного инфильтрационного этапа. Таким путем, например, Б. И. Куделин определил, что число циклов инфильтрационного водообмена (ПИИВ) в сеноман-альбском водоносном горизонте Днепровско-Донецкого бассейна с конца миоценовой эпохи составляло 420—630.

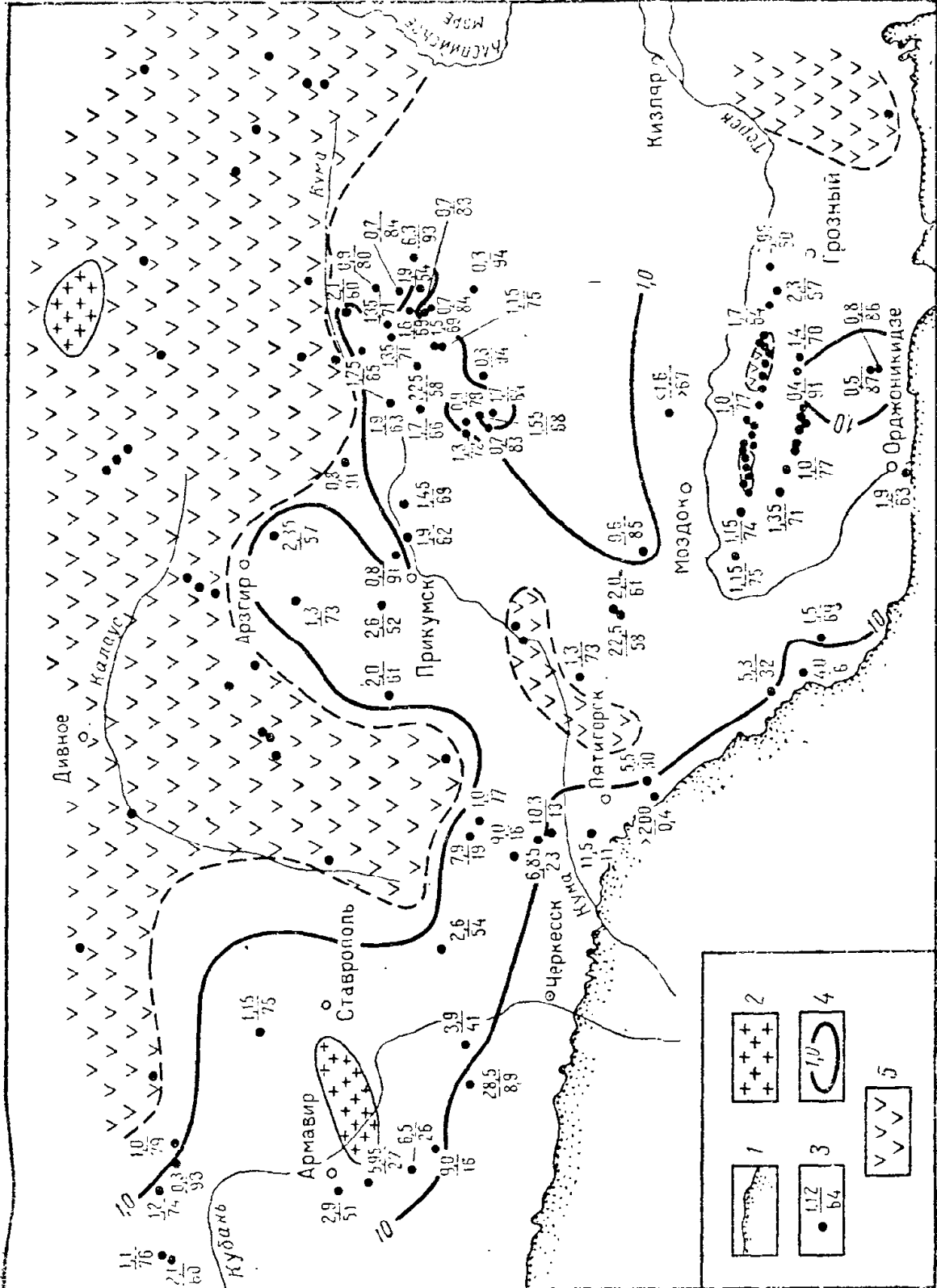
Для нижнемелового водоносного комплекса Восточного Предкавказья определяемая подобным же образом условная длительность периода полного инфильтрационного водообмена оказывается в общем близкой к продолжительности этапа современной инфильтрации, т. е. можно считать, что полный водообмен еще не завершился. Это соответствует результатам, полученным на основе гидрогеохимических данных.

Продолжительность периода полного инфильтрационного водообмена определяется как условная величина, обратная коэффициенту водообмена (см. гл. V). Подсчеты эти весьма приближенны, но точность их в общем достаточна для палеогидрогеологических реконструкций.

А. М. Никаноров определял интенсивность инфильтрационного водообмена на основе экспериментальных данных по смешиванию пресных и талассогенных вод и составил схематические карты распределения числа циклов инфильтрационного водообмена (ПИИВ) для верхнемеловых коллекторов Северо-Восточного Кавказа (рис. 46). Такие карты хорошо показывают степень «промытости» коллекторов инфильтрогенными водами на различных участках.

Данные расчетов по определению интенсивности водообмена на элизионных инфильтрационных этапах гидрогеологического развития позволяют судить о ходе формирования подземных вод в водоносном комплексе на протяжении всей гидрогеологической истории.

Рис. 46. Схематическая карта распределения числа циклов инфильтрационного водообмена (ЧЦИВ) в верхнемеловых отложениях Восточного и Центрального Предкавказья (по А. М. Никанорову и Л. Н. Шалаеву).



1 — области раскрытого залегания верхнемеловых отложений; 2 — области отсутствия отложений верхнего мела; 3 — скважины (в числителе — ЧЦИВ, в знаменателе — содержание седиментогенной воды в %); 4 — линии равных ЧЦИВ; 5 — области, не затронутые влиянием инфильтрации, а также содержащие воды аномально высокой минерализации.

§ 5. Исходные материалы для палеогидрогеологических исследований и их использование

Палеогидрогеология опирается на данные различных геологических наук. Из характеристики основных методов палеогидрогеологических исследований можно видеть, что при этих исследованиях привлекаются весьма разнообразные материалы, которые можно разделить на следующие категории (по их назначению): 1) материалы для общих качественных палеогидрогеологических реконструкций; 2) материалы для палеогидрогеологических расчетов параметров древних эллизионного и инфильтрационного водообменов; 3) материалы по вещественному составу продуктов геологической деятельности вод (для палеогидрогеохимических реконструкций и др.).

Для общих качественных палеогидрогеологических реконструкций используются следующие исходные материалы.

1. Сводный (нормальный) геологический разрез может служить основой для периодизации гидрогеологической истории. Региональные перерывы в осадконакоплении позволяют выделять инфильтрационные этапы, отсутствие их дает возможность говорить о наличии эллизионных этапов.

2. Палеогеографические карты или схемы, показывая распространение древней суши и моря в определенные отрезки геологического времени, могут дать общую ориентировку для палеогидрогеологических выводов; они показывают положение древних областей инфильтрационного питания водоносных горизонтов, направление подземного стока, зоны разгрузки и др. Сведения о палеогеографической обстановке могут быть положены в основу восстановления условий формирования вод в рассматриваемом водоносном комплексе или районе.

3. Литолого-фациальные карты или схемы являются материалом, который также позволяет судить о палеогеографической обстановке осадконакопления, что дает возможность восстановить общие условия формирования подземных вод рассматриваемого водоносного комплекса. Данные о составе водовмещающих пород (пески, известняки, доломиты, гипсы, соль, граниты и т. п.) могут послужить основой для воспроизведения гидрогеохимических процессов, которые обусловили формирование подземных вод того или иного химического состава.

4. Палеогеологические карты или схемы обычно строятся по каким-то поверхностям несогласия. Такие карты, показывающие геологическое строение поверхности к концу какого-либо древнего денудационного этапа, дают возможность намечать древние зоны инфильтрационного питания и разгрузки отдельных водоносных комплексов, выходявших на поверхность в момент (отрезок времени), отраженный на палеогеологической карте. При анализе палеогеологической карты важное значение имеет определение причин отсутствия осадков под толщей вышележащих отложений. Если причиной отсутствия осадков был подводный размыв, то этот участок нельзя считать зоной питания изучаемого водоносного горизонта, и вообще

в таком случае нельзя выделять инфильтрационный этап в истории данного комплекса. В последующие этапы гидрогеологической истории эта зона могла быть лишь местом перетока подземных вод из одного горизонта в другой. Второй причиной может быть подъем части территории и денудация, в результате чего отложенные ранее осадки полностью были размыты. В этом случае необходима тщательная реконструкция первоначального геологического строения района, чтобы по возможности точнее определить период денудации пород, а затем и время инфильтрации метеорных вод в нижележащие отложения. И, наконец, третья причина — когда в каком-либо районе осадки вовсе не отлагались, и, следовательно, этот участок в гидрогеологическом отношении может рассматриваться как область поверхностного стока вод.

Если древний выход данного водоносного горизонта (комплекса) образует лишь одно пятно в пределах крупного региона, то можно говорить о наличии только области питания, предполагая скрытую подземную или крайне отдаленную зону разгрузки. Иногда в таких случаях помогают палеотектонические карты и схемы, дающие указание на взаимное расположение относительно приподнятых и опущенных зон и позволяющие в некоторых случаях проводить аналогии с более поздними и более ранними этапами, для которых есть достаточно определенные данные.

5. Палеотектонические и палеогидрогеологические профильные разрезы дают представление о региональных наклонах (падениях) и пространственных взаимоотношениях отдельных стратиграфических комплексов, содержащих водоносные горизонты, для различных моментов геологической истории, позволяют наметить возможные направления подземного стока в древние гидрогеологические циклы, а также позволяют определить вероятные подземные зоны питания и разгрузки водоносных горизонтов для этих циклов. Для этой же цели могут быть использованы кривые колебательных движений различных участков региона.

6. Для распознавания древних областей инфильтрационного питания и разгрузки большую помощь могут оказать карты или схемы палеорельефа, на которых изображено расположение гористых и равнинных участков в пределах древней суши. Эти карты могут позволить более правильно определять направления и скорости движения подземных вод в водоносных комплексах на инфильтрационных этапах и другие параметры.

7. С этой же целью используются палеоклиматические материалы и карты¹, данные которых могут служить основой для определения роли поверхностной инфильтрации вод и ее масштабов. Так, палеоклиматические данные помогли установить, что в питании водами продуктивной толщи Азербайджана современный инфильтрационный этап играет значительно меньшую роль, чем древние этапы хазарского

¹ См., например, палеоклиматические карты Н. М. Страхова (1960) и В. М. Синицина (1965, 1966).

и хвалынского времени, когда климат был гораздо более влажным, чем сейчас (А. А. Карцев, Г. П. Тамразян, 1957).

8. Для выяснения палеогидродинамических условий в водоносных комплексах на различных этапах гидрогеологической истории, а также для расчетов скоростей движения подземных вод на элизионных этапах гидрогеологических циклов необходимо иметь карты изопахит изучаемых водоносных комплексов и карты наращенных мощностей. Последние показывают в изолиниях суммарную мощность осадков, перекрывавших водоносный комплекс к концу различных отрезков времени.

Особое положение занимают данные о палеокарсте. Кроме сведений о распространении палеокарстовых явлений по разрезу и площади имеют значение данные о строении эрозионно-карстовых долин, о глубине вреза палеокарста, а также о составе заполнителей карстовых полостей. В последнем случае следует привлекать материалы химико-минералогических исследований образований, заполняющих карстовые пустоты, что позволит в какой-то мере судить о составе древних вод, растворявших породы.

Для расчетов параметров древнего элизионного водообмена (показателя интенсивности) необходимо иметь следующие данные.

1. Сведения о мощности отложений, покрывающих изучаемую толщу к началу данного элизионного этапа (для первого гидрогеологического цикла эта мощность равна нулю).

2. Данные о современной мощности и площади развития отдельно глин и песчаных пластов, солей и известняков.

3. Данные об изменении пористости глин, известняков, солей и песчаников в зависимости от глубины их залегания.

Для расчетов параметров древнего инфильтрационного водообмена (показателя интенсивности) необходимы следующие данные.

1. Сведения о продолжительности инфильтрации в породы изучаемого водоносного комплекса, которые можно получить, исходя из данных о геологической истории. Необходимо знать время перерыва в осадконакоплении, продолжительность денудационного периода и т. п. Эти сведения могут быть почерпнуты из анализа геологических разрезов. Необходимо тщательнейшим образом восстановить первоначальную картину геологического строения района, чтобы наиболее точно определить продолжительность инфильтрационного этапа, т. е. время, когда данный участок был выведен из-под уровня моря и подвергся денудации. То же самое относится и к определению площадей древних областей питания.

2. Скорости движения вод (см. § 4, гл. IX).

3. Сведений, полученные в результате анализа палеогеологических и палеотектонических карт, схем или профилей, которые дают возможность определить положение зон разгрузки подземных вод.

Кроме того, на разгрузку подземных вод могут указывать травертиновые покровы, жилы, различные минеральные включения и т. п., связанные с движением вод по пластам и тектоническим нарушениям.

Разрывные тектонические нарушения в гидрогеологическом отношении играют различную роль: они могут приводить к скрытой разгрузке — перетоку подземных вод из одного горизонта в другой, к открытой разгрузке и в то же время могут служить барьером на пути движения подземных вод. Определение роли тектонических нарушений в формировании подземных вод также входит в задачу палеогидрогеологических реконструкций.

Материалы по вещественному составу продуктов геологической деятельности подземных вод.

1. Изучение жильных образований — карбонатных, кварцевых, гипсовых, целестиновых, баритовых и других жил, приуроченных к тектоническим трещинам, имеет большое значение для исследований древних зон и очагов разгрузки бассейнов и систем подземных вод. Изучение жил может дать материал и для реконструкции древних гидрогеологических условий в целом, для палеогидрогеохимии, палеогидродинамики и палеогидрогеотермии, для выяснения условий и процессов формирования и геологической деятельности подземных вод на различных этапах гидрогеологической истории. Палеогидрогеологическое изучение минеральных жил должно включать выяснение и определение ряда показателей и параметров жил, система которых пока еще не разработана.

При изучении вопросов палеогидрогеохимии, используя данные о минеральном составе жил, необходимо иметь в виду, что он отражает, как правило, лишь состав наименее устойчивых растворенных компонентов подземных вод, ранее мигрировавших по каналам разрывных нарушений. Если, например, перемещались хлоридные рассолы, то в образовавшейся по пути их движения минеральной жиле практически может не быть хлоридов, составлявших основную часть растворенной в рассолах массы: — жила может быть по составу карбонатной и т. п. Таким образом, состав жил может свидетельствовать лишь о второстепенных чертах состава образовавших их вод. Реконструкция состава родоначальных вод (флюидов) должна также учитывать термодинамические условия, степень газонасыщенности.

Изучение жил позволяет выяснить такие вопросы палеогидрогеологии, как сообщаемость различных водоносных комплексов, диапазон межпластовых перетоков, расположение и примерная мощность (масштабы) очагов и зон разгрузки. Для этого необходимо определение прежде всего протяженности и других геометрических параметров жил. В принципе можно подойти и к решению вопроса о расходах древних трещинных потоков, по крайней мере получить соответствующие ориентировочные величины.

В общем, в той или иной степени изучение минеральных жил может дать ответы на вопросы, откуда идут воды, какие горизонты участвовали в формировании вод, как влияло выпадение растворенных компонентов на состав движущихся дальше вод (по изменению состава жилы в том или ином направлении), а также при каких температурах все это происходило и т. п. Особо стоят специальные вопросы участия древних вод в рудообразовании.

2. Большую палеогидрогеологическую информацию содержат данные о метасоматических изменениях и вторичной цементации горных пород. При этом важное значение имеет изучение парагенетических ассоциаций минералов и последовательности их выделения. Эти данные отражают стадийность гидрогеологических процессов во времени, позволяют реконструировать изменения состава и степени минерализации подземных вод и выявлять взаимосвязь этих изменений с тектоническими процессами (например, при связи метасоматоза с трещинной тектоникой).

Интересным примером расшифровки последовательности процессов гидрогенного минералообразования, происходившего в нефтеносных толщах, могут служить работы К. Р. Чепикова и его сотрудников. Вообще же методика подобных исследований со специально палеогидрогеологической направленностью еще не разработана. Представляется возможной увязка данных о гидрогенном метасоматозе и минералообразовании с периодизацией гидрогеологической истории на циклы и этапы.

3. Сведения о газо-жидких включениях в минералах представляют несомненный интерес для восстановления химического состава и степени минерализации древних подземных вод, а также для палеогидротермометрии (по соотношению фаз во включениях). Такие материалы довольно многочисленны только для областей интенсивной складчатости и магматизма и в основном для магматогенных минералов.

К сожалению, эти данные, как правило, получаются методом водных вытяжек, не всегда являются достаточно надежными и, кроме того, обычно выражаются в миллиграммах на 100 г породы, что не позволяет составить представление о степени минерализации растворов. Большой интерес имеют сведения о жидких включениях, полученные при помощи извлечения жидкостей специальными приспособлениями и их микрохимического анализа (Н. И. Хитаров и др., 1958; В. А. Калюжный, 1961 и др.). К сожалению, таких материалов еще очень мало.

Совместная интерпретация данных о составе жидких и газовых включений и самих твердых минералов должна давать наиболее полное представление о гидрохимических условиях минералообразования и, следовательно, о характере минералообразующих растворов (подземных вод). Однако методика такой интерпретации еще недостаточно разработана.

4. Горные растворы, т. е. воды, отжимаемые (отпрессовываемые) из пород под действием высоких давлений, представляют значительный интерес для палеогидрогеологии. Их значение при палеогидрогеологических исследованиях особо подчеркивалось, например, А. М. Овчинниковым. Однако до сих пор данные по горным растворам составляют еще очень слабо используемый резерв палеогидрогеологии, а принципы и пути его привлечения далеко не вполне ясны (см. гл. IV).

Глава X

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ И РАЗРУШЕНИЯ НЕФТЯНЫХ И ГАЗОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Гидрогеологические условия имеют громадное значение для формирования и разрушения залежей и месторождений нефти и газа. Процессы нефтегазообразования, нефтегазонакопления и рассеяния нефти и газа от начала и до конца происходят в среде, существенным элементом которой являются подземные воды. Роль последних как фактора, создающего и разрушающего нефтяные и газовые месторождения, чрезвычайно велика и подчас может считаться решающей.

Нефть и газ до и после своего существования в виде залежей (т. е. до формирования нефтяной или газовой залежи и после ее разрушения) частично находятся в растворенном состоянии в подземных водах, химически связаны с подземными водами, являются частью их химического состава. Растворены в подземных водах и те органические вещества, из которых образуются углеводородные газы, нефтяные углеводороды и другие вещества и соединения, входящие в состав нефтей. Сам процесс превращения этих исходных веществ в нефть и газ в значительной мере идет в водном растворе. Продукты разрушения нефтяных и газовых залежей снова становятся частью подземных вод.

Формирование залежей нефти и газа связано с определенными гидрогеологическими условиями в ловушках и вблизи них. Хотя в стадию своего существования в виде залежей нефть и газ не входят в состав подземных вод, сами залежи являются, как правило, элементами водонапорных комплексов и систем, механически (гидравлически) связанными и взаимодействующими с последними.

Таким образом, гидрогеологические условия формирования и разрушения нефтяных и газовых залежей и месторождений и взаимодействие между подземными водами, нефтями и газами имеют и химические, и физические, и механические стороны.

Подземные воды доставляют вещество для формирования нефтяных и газовых скоплений. Гидрогеологические факторы создают также специфические условия, способствующие формированию (а в других случаях разрушению) этих скоплений. Поэтому для изучения процессов формирования и разрушения нефтяных и газовых месторожде-

ний необходимо знать состав газов и различных органических соединений, растворенных в подземных водах, а также гидрогеологические условия ловушек нефти и газа.

Условия формирования и разрушения нефтяных и газовых залежей несколько различны. Значительно различаются и условия растворения и содержания в водах углеводородных газов и более сложных органических соединений.

§ 1. Растворенные углеводородные газы

В подземных водах заключены громадные количества растворенных углеводородных газов, основную часть которых составляет метан. Углеводородные газы — наиболее характерные газы для вод нефтегазоносных отложений. Обычно содержание суммы углеводородных газов в водах нефтегазоносных горизонтов и даже содержание одного метана (в иногда и этана) больше содержания какого-либо углеводородного газа, а часто и всех других газов, несмотря на плохую растворимость углеводородов.

Коэффициенты растворимости углеводородных и некоторых других газов в дистиллированной воде при нормальных условиях (20° С и атмосферное давление) приведены в табл. 15.

Таблица 15

Газ	Коэффициент растворимости	Газ	Коэффициент растворимости
Метан	0,033	Углекислый	0,87
Этан	0,047	Азот	0,016
Пропан	0,027	Кислород	0,031
Бутан	0,036	Сероводород	2,58
Изобутан	0,025		

Так как в подземных условиях минерализация вод, температура и давление значительны, а часто даже резко отличны от нормальных, с гидрогеологической точки зрения приведенные в табл. 15 величины интересны лишь для характеристики различий растворимости разных газов.

Как видно из табл. 15, различия растворимости углеводородных газов относительно невелики.

Некоторые данные о растворимости (в см³/г) углеводородных газов при высоких давлениях и температурах приведены в табл. 16. Из этой таблицы видно, что растворимость повышается с ростом температур выше 100° С, особенно при высоких давлениях.

Некоторые данные о растворимости метана в воде при различных величинах минерализации воды, температуры и давления приведены в табл. 17 (G. Long, G. Chierici, 1957).

Из табл. 17 следует, что растворимость метана в природных водах и рассолах может очень резко колебаться в зависимости от концентрации солей в них и что, несмотря на снижение растворимости

Таблица 16

Давление, кгс/см ²	Метан			Этан			Пропан		
	Температура, °С								
	60	100	160	60	100	160	60	100	160
50	0,93	0,84	1,24	0,75	0,69	1,04	0,27	0,35	0,49
100	1,70	1,58	2,39	0,93	0,99	1,64	0,28	0,38	0,62
200	2,75	2,71	4,10	1,08	1,31	2,33	0,29	0,41	0,72
400	4,17	4,18	6,70	1,25	1,55	2,95	—	—	—
600	5,04	5,18	8,60	1,37	1,75	3,35	—	—	—

Таблица 17

Минерализация вод (NaCl), г/л	Температура, °С	Давление, кгс/см ²	Растворимость метана, см ³ /л	Минерализация вод (NaCl), г/л	Температура, °С	Давление кгс/см ²	Растворимость метана, см ³ /л
20	20	100	2100	200	20	100	750
20	20	300	4100	200	20	300	1550
20	80	100	1390	200	80	100	550
20	80	300	3025	200	80	300	1210

с ростом минерализации, при больших давлениях в водах могут содержаться очень большие количества растворенного метана (до нескольких литров на 1 л воды).

В табл. 18 приводятся некоторые данные о содержании в подземных водах растворенных углеводородных газов.

На основании этих материалов можно сделать следующее заключение.

1. Содержание растворенных углеводородных газов в водах увеличивается с ростом глубин залегания.

2. Часто даже в нефтегазоносных районах воды насыщены углеводородами далеко не до предела: в Волго-Уральской нефтегазоносной провинции подземные воды, как правило, сильно недонасыщены углеводородами, что должно быть ясно из сравнения их с водами, например, Западной Сибири и Предкавказья на тех же глубинах.

3. Насыщенность подземных вод углеводородными газами в более молодых мезо-кайнозойских отложениях по сравнению с более древними палеозойскими достигает больших значений. В палеозойских водах иногда преобладает азот. Все эти закономерности подтверждаются обширными и представительными материалами (табл. 18 имеет только иллюстративное значение).

Интересно, что различия в концентрации углеводородных газов, в первую очередь метана, в подземных водах измеряются тысячекратными величинами. Максимальные концентрации метана в подземных водах (тысячи кубических сантиметров на литр) представляют особую форму газовых месторождений, имеющих огромные

Район	Возраст	Глубина, м	Содержание углеводородных газов в воде. см ³ /л	Состав газов, %		
				метан	гомологи	прочие газы
Волго-Уральская нефтегазоносная провинция	Бавлинская свита	2500	210	46	3	51
	Средний девон	1820	102	39	4	57
	Верхний девон	1610	120	47	6	47
	Нижний карбон	1550	45	15	5	80
	Нижняя пермь	340	23	65	6	29
Западная Сибирь	Нижняя юра	2520	924	88	0	12
	Нижний мел	1720	860	97	0	3
	Верхний мел	1385	705	94	0	6
Предкавказье	Мел	1140	1548	94,5	0	4,5
	Олигоцен	745	875	97	0	3
Средняя Азия (Газли)	Верхний мел, горизонт IX	—	1	2	0	98
	Нижний мел, горизонт XIII	—	246—1525 (в зависимости от расстояния до залежи)	80—95	2—4	1—18
Центр Европейской части СССР	Девон	1500	6	6	0	94

размеры (площадью до 1 млн. км², например, в Западной Сибири). Эта форма концентрации углеводородных газов имеет иногда промышленное значение (в Японии такие скопления эксплуатируются).

Насыщенность подземных вод растворенными углеводородными газами зависит от условий растворимости, а также от развития процессов образования и разрушения этих газов (в настоящем и прошлом).

Основным источником образования углеводородных газов в природе служат дисперсные органические вещества в осадочных породах, а для метана и угольные пласты.

Благоприятной обстановкой для насыщения подземных вод углеводородными газами (преимущественно метаном) является восстановительная обстановка, характерная для элизионных этапов гидрогеологической истории и для удаленных или изолированных от зон инфильтрации участков на инфильтрационных

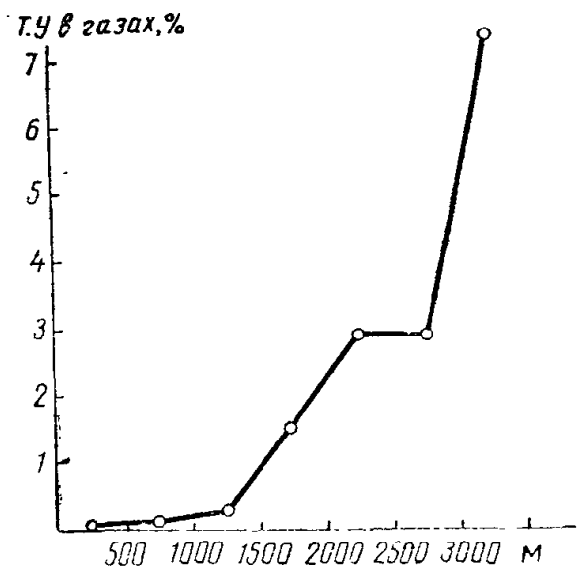


Рис. 47. Содержание гомологов метана (Т. У.) в воднорастворенных газах мезозойских отложений Западной Сибири для различных интервалов глубин (по О. Л. Нечаевой).

этапах. Накоплению в водах растворенных углеводородных газов способствуют наличие пород, обогащенных органическими веществами, и повышенная температура, усиливающая процессы образования и выделения (десорбции) газов. Диапазон условий для образования и накопления метана гораздо шире, чем для накопления его гомологов.

Например, по данным О. Л. Нечаевой, для Западной Сибири устанавливается резкое повышение содержания гомологов метана в водорастворенных газах в интервале 1500—2000 м независимо от возраста отложений (рис. 47). Следовательно, гомологи метана накапливаются при значительно более жестких термодинамических условиях, чем сам метан.

Окислительная обстановка, создающаяся при интенсивном поступлении инфильтрационных вод, ведет к окислению и исчезновению углеводородных газов.

§ 2. Растворенные органические вещества

Помимо простейших углеводородов в подземных водах встречается очень много самых различных органических соединений. Часть их растворена в ионной, часть в молекулярной, часть в коллоидной форме.

В целом распространение и состав органических веществ, растворенных в подземных водах, еще слабо изучены. Изучение их наталкивается на громадные аналитические трудности, так как содержание органических веществ, как правило, весьма мало, а состав весьма сложен.

Между тем исследование растворенных в подземных водах органических веществ представляет очень большой интерес. Значение их для познания процессов нефтеобразования и нефтенакопления весьма велико. С этим связано и их нефтепоисковое значение. Кроме того, некоторые из растворенных органических соединений придают водам лечебные свойства.

Растворенные в подземных водах органические вещества интересны потому, что среди них присутствуют компоненты нефтей, нефтеобразующие вещества и продукты разрушения нефтей. Часть растворенных в водах органических соединений представляет одну из форм миграции нефти как до образования залежей, так и после их разрушения.

При изучении растворенных органических веществ применяются разные методы анализа, дающие значительно различающиеся результаты. Наибольшее число данных по общему содержанию органических веществ в подземных водах получено институтом ВСЕГИНГЕО. Обобщение этих результатов проведено недавно В. М. Швецом (1970). Ниже приводятся некоторые материалы из этой сводки.

Общее количество органических веществ в водах наиболее полно выражается суммой органического углерода ($C_{\text{орг. общ}}$) трех основных классов органических соединений: 1) нелетучих ($C_{\text{орг. нелет}}$), 2) лету-

чих нейтральных и основных ($C_{\text{орг. лет. нейтр}}$) и 3) летучих кислых ($C_{\text{орг. лет. кисл}}$). Такое выражение общей суммы водорастворенных органических веществ показало, что раньше при определении лишь $C_{\text{орг. нелет}}$ учитывалась незначительная часть (7—22%) всех органических компонентов вод, тогда как основную их долю составляют летучие соединения (жирные кислоты, эфиры, спирты, ароматические углеводороды, амины и др.).

Средние содержания (в мг/л) органических компонентов в подземных водах (как суммарные, так и отдельных важнейших в количественном отношении компонентов) по данным около 1500 определений, проведенных во ВСЕГИНГЕО, приводятся в табл. 19 (В. М. Швец, 1970).

Таблица 19

Органические вещества	Воды				
	грунтовые	межпластовые вне нефтяных и газовых месторождений	приконтурные месторождений		
			нефтяных	газовых	газоконденсатных
$C_{\text{орг. нелет}}$	3,6	4,1	26,5	7,6	58,6
$C_{\text{орг. лет. нейтр}}$	21,1	34	95	5,5	267
$C_{\text{орг. лет. кисл}}$	2,7	10,4	250	22	500
$C_{\text{орг. общ}}$	27,4	48,5	370	35	826
$N_{\text{орг}}$	0,3	1,2	1,2	0,7	—
Жирные кислоты (летучие с водяными парами)	6,7	60	510	44	959
Органические кислоты (прямой метод)	6,7	26	487	44,7	1096
Фенолы	1,1	1,2	3	2,4	—

Как видно из табл. 19, наиболее обогащены органическими веществами приконтурные воды нефтяных и особенно газоконденсатных месторождений, в которых даже средние содержания суммы органических компонентов, а также органических кислот достигают порядка 1 г/л.

В последнее время благодаря работам О. П. Абрамовой (Я. А. Ходжакулиев и др. «Водорастворенное органическое вещество и его нефтегазопроисхождение». Ашхабад, изд. Ин-та геологии, 1972) и других исследователей выявляется зависимость содержания органических веществ в водах от глубины и температуры.

По-видимому, значительное влияние оказывает также обогащенность органическим веществом вмещающих пород. По данным В. М. Швеца и ряда других исследователей, наиболее обогащены органическими веществами воды молодых отложений, а воды древних пород беднее ими.

По данным Е. А. Барс и Л. И. Селезневой (1971) более отчетливая связь прослеживается между содержанием органических веществ

в водах, с одной стороны, и содержанием в породах не общего, а аллохтонного («эпигенетического») органического вещества — с другой стороны. Такая связь находит логичное объяснение при признании решающей роли подземных вод в миграции органических веществ и в выделении их аллохтонных форм.

Если не считать максимальных содержаний органических веществ в ограниченно распространенных приконтурных водах нефтяных месторождений, а принять среднюю величину концентрации $C_{\text{орг. общ}}$ 50 мг/л, то количество органического углерода в подземных водах пятикилометровой зоны стратисферы по подсчетам В. М. Швеца составит $2,5 \cdot 10^{12}$ т. Это количество соизмеримо с органическим углеродом Мирового океана, почв, торфов и углей и значительно уступает лишь содержанию $C_{\text{орг}}$ в осадочных породах.

Как следует из табл. 19, количественно преобладающими органическими компонентами вод являются различные органические кислоты, в первую очередь жирные и преимущественно летучие, т. е. низкомолекулярные. По данным А. С. Зингера преобладают муравьиная и уксусная кислоты.

Все органические кислоты присутствуют в водах главным образом в форме анионов и солей (мыл). Поэтому на их растворимость, а следовательно, и на концентрацию в подземных водах и рассолах оказывает большое влияние катионный состав последних. Вследствие этого органических анионов значительно меньше в водах рассолах, богатых кальцием. Особенно это относится к высокомолекулярным (относительно) компонентам, так как соли высокомолекулярных кислот и щелочноземельных металлов, вообще, малорастворимы в воде.

Кроме жирных кислот, встречаются нафтеновые, гуминовые, уроновые, аминокислоты и др.

Количественно небольшую, но интересную (в нефтепоисковом отношении) группу органических веществ подземных вод составляют фенолы и их производные (феноляты и др.). Часть их при анализе попадет в летучую, часть в нелетучую фракции органического вещества. Содержание фенолов и их производных по имеющимся (возможно, весьма неполным) данным достигает десятков миллиграммов на литр.

Общее содержание органического азота в подземных водах обычно не превышает единиц миллиграммов на литр. Из отдельных классов азотистых соединений в водах суммарное содержание аминокислот в исследованных водах достигает нескольких миллиграммов на литр, а в их составе имеются серин, фреонин, фенилаланин, глютаминовая кислота и некоторые другие (по Э. Дегенсу). В подземных водах нижнего Поволжья А. С. Зингером определены содержания аминокислот порядка десятых долей миллиграмма на литр и содержания аминов, как правило, несколько меньше.

А. С. Зингером изучено также распространение в подземных водах органического фосфора и серы. Содержания органического фосфора в подземных водах Нижнего Поволжья оказались равными десятым долям, а иногда единицам миллиграммов на литр.

Имеющиеся сведения о наличии в подземных водах органических галоидопроизводных пока не подкреплены специальными исследованиями. Изучение этих веществ представило бы большой интерес с разных точек зрения.

Из всех компонентов растворенных органических веществ в водах для гидрогеологии нефтяных месторождений наибольшее значение имеют углеводороды, хотя в количественном отношении они занимают очень скромное место.

Получены интересные материалы о растворимости жидких («нефтяных») углеводородов в водах различного состава.

Растворимость жидких углеводородов в дистиллированной воде при температуре 20° С следующая (в г/кг): пентана — 0,36, *n*-октана — 0,014, циклогексана — 0,08, бензола — 1,865, мезитилена — 0,02 (М. Ф. Двали, 1963). С повышением температуры растворимость бензола возрастает: при 20° С она равна 1,865 г/кг, при 107° С — 5,07 г/кг, при 300° С — 146 г/кг, т. е. при 300° С растворимость в 84 раза больше, чем при 20° С.

Результаты обширных исследований растворимости ряда углеводородов в воде при разных температурах опубликованы А. И. Гусевой, Е. И. Парновым и др. (1967). Растворимость различных углеводородов по этим авторам показана на графике (рис. 48).

Исследованиями М. Ф. Двали и М. И. Гербер установлено, что растворимость жидких углеводородов в воде значительно повышается в присутствии некоторых органических соединений, например мыл жирных кислот, особенно с длинной углеродной цепью. При этом наблюдается коллоидная растворимость. В коллоидных растворах, где мицеллы образуются из молекул электролитов с длинной углеродной цепью (в опытах брали олеат и стеарат натрия), растворимость углеводородов увеличивается в десятки и сотни раз. В водном растворе, содержащем 0,26 моль/л олеата натрия, при температуре 25° С растворяется более 10 г/л масляной фракции нефти.

Ф. Фрэнксом, а также Е. Пиком и Дж. Ходсоном установлена сравнительно хорошая коллоидная растворимость высших парафинов

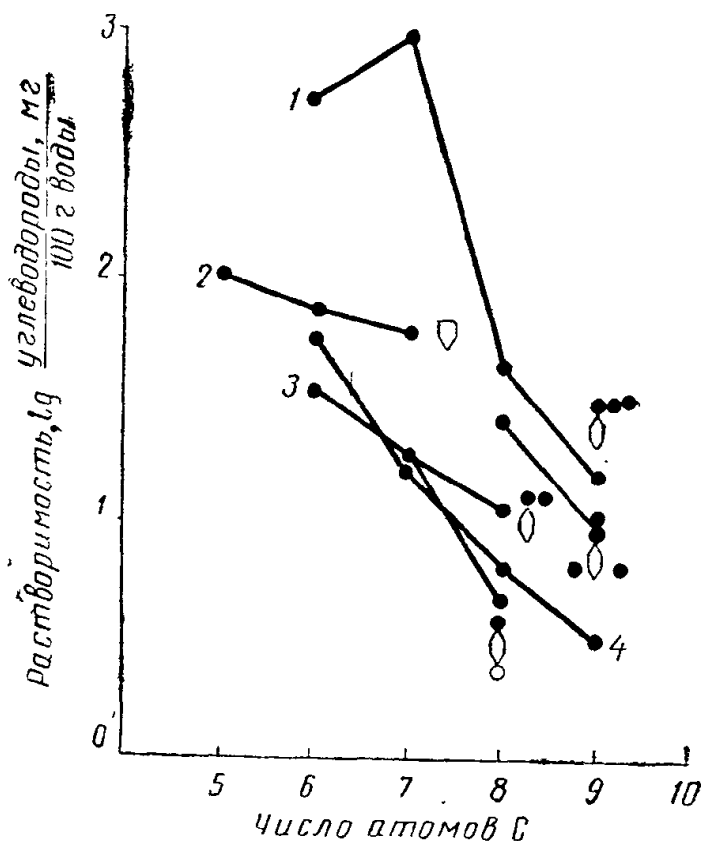


Рис. 48. Растворимость различных углеводородов в воде (Л. Польштер и др.).

1 — моноядерные арены; 2 — ряд циклопентана; 3 — ряд циклогексана; 4 — алканы.

в воде. Е. Бейкер суммировал ряд данных о растворимости в воде парафиновых углеводородов в виде диаграммы (рис. 49). На ней видно, что закономерность изменения растворимости парафинов с увеличением их молекулярного веса, начиная с C_{11} , совершенно меняется; это связано, очевидно, с переходом от истинной растворимости к коллоидной.

Высшие парафины, по-видимому, также могут служить солюбилизаторами других углеводородов (дополнительно к кислотам, мылам и др.).

Сведений о распространении в подземных водах растворенных жидких углеводородов пока еще мало: недостаточно для выявления существенных закономерностей. Имеющиеся данные относятся почти исключительно к ароматическим углеводородам ряда бензола и в первую очередь к самому бензолу. Полученные материалы свидетельствуют, что бензол содержится в водах нефтегазоносных отложений в количествах от сотых долей до единиц миллиграммов на литр, причем распространение его хорошо увязывается с нефтеносностью (W. Zagella, 1967; A. C. Зингер, 1966).

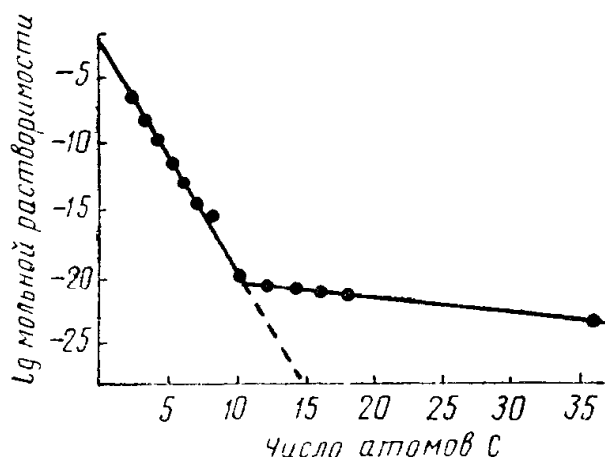


Рис. 49. Растворимость *n*-парафинов в воде при температуре 25° С (Е. Baker, 1967).

А. А. Карцевым, М. Я. Дудовой и О. Д. Дитерихс было исследовано распространение гомологов бензола в водах нефтегазоносных

пластов ряда районов. Оказалось, что в воде, где имеется бензол, как правило, есть и его гомологи, причем содержание их суммы того же порядка, что и содержание бензола. Прослеживается определенная связь содержания гомологов бензола в пластовых водах с нефтеносностью: в водах площадей и пластов, не содержащих нефти, гомологи бензола либо совсем не обнаруживаются, либо имеются в количествах не более 0,1 мг/л, а там, где есть нефть, гомологи бензола всюду присутствуют в количестве более 0,1 мг/л, а иногда и более 1 мг/л.

Гомологи бензола в подземных водах представлены в основном т о л у о л о м: его растворимость того же порядка, что и растворимость бензола (примерно в 2—3 раза меньше). Если бы в исследованных водах преобладали явления индуцированной растворимости, то количественные отношения между бензолом и его гомологами сдвинулись бы в сторону последних. На это указывают А. С. Зингер и Т. Э. Кравчик, также исследовавшие распространение в водах толуола и получившие сходные результаты.

Недавно Е. Л. Быковой, С. Г. Мелькановицкой и В. М. Швецом, применившими газо-жидкостную хроматографию, в подземных водах были обнаружены ксилолы и этилбензол.

Происхождение органических компонентов подземных вод различно. Некоторое количество растворенных органических веществ попадает в подземные воды уже при формировании последних в свежих морских отложениях за счет морской воды (или вод других водоемов седиментации). В нормальной морской воде содержится 1—3 мг/л растворенного органического углерода, около 0,5 мг/л жирных кислот, аминокислоты и другие компоненты. Во внутренних морях и особенно в заливах и лагунах концентрация органических веществ обычно выше, чем в океанической воде (иногда достигает десятков миллиграммов на литр). Источником большинства известных в подземных водах классов органических соединений, вероятно, была морская вода и ее дериваты.

Какое-то количество растворенных органических веществ поступает в подземные воды при инфильтрации за счет наземной растительности и почвенного покрова. Дополнительные количества органических веществ поступают в подземные воды из осадочных отложений в результате процессов выщелачивания и диффузии. Масштабы этого поступления зависят от содержания органических веществ в породах, водорастворимости этих веществ, физических и физико-химических условий, характера взаимодействия вод и пород. Вместе с выжимасмыми седиментогенными водами при уплотнении глинистых отложений растворенные органические вещества перемещаются в коллекторские породы. Процессы эмиграции в породах подвижных органических веществ из участков их генерации следует увязывать с эмиграцией (выжиманием) также и вод. Эти процессы, вероятно, никогда не идут «в сухом виде».

Наконец, органические соединения поступают в подземные воды из нефтяных залежей. При этом создаются максимальные концентрации органических компонентов в подземных водах.

Интересно, что углеводороды как ряда бензола, так и низшие парафины (пентан, гексан) отсутствуют в морских и других поверхностных водах и появляются в подземных водах, залегающих на значительных глубинах. Углеводороды могут попадать в подземные воды из вмещающих пород и возникать в самих водах из органических соединений, в частности за счет декарбоксилирования карбоновых кислот и аминокислот. Таким образом, некоторые химические превращения органических компонентов, растворенных в подземных водах, могут вести к возникновению углеводородов, которые в дальнейшем могут участвовать в нефтенакоплении.

Среди растворенных в подземных водах органических веществ имеются многие из компонентов нефтей. Правда, главные компоненты растворенных органических веществ, такие, как кислоты, являются в нефтях второстепенными и третьестепенными, тогда как углеводороды, преобладающие в нефтях, представлены в водах сравнительно незначительными количествами. Однако преобладающие в водах органические кислоты могут быть генетически связаны с нефтяными углеводородами, являясь частично, как отмечено выше, источником их образования, частично же — продуктами их окисления.

§ 3. Некоторые гидрогеологические закономерности размещения скоплений нефти и газа внутри бассейнов (связь скоплений нефти и газа с гидрогеологическими аномалиями)

Вопрос о гидрогеологических закономерностях размещения скоплений нефти и газа внутри бассейнов весьма обширен; в этом параграфе идет речь лишь о некоторых из них, а именно о связи между скоплениями нефти и газа, с одной стороны, и гидрогеологическими аномалиями, с другой.

Под гидрогеологическими аномалиями в данном изложении понимаются существенные локальные отклонения гидрогеологических условий от развитых в пределах достаточно обширного окружающего пространства. Эти отклонения выражаются гидродинамическими, гидрохимическими, гидрогеотермическими и некоторыми другими показателями, в соответствии с чем различаются аномалии: гидродинамические, гидрохимические, гидрогеотермические. Первые из них являются наиболее важными, определяющими, хотя исторически и по степени изученности ведущее место принадлежит не им.

Гидродинамические аномалии выражаются в локальных понижениях и повышениях напоров (давлений) подземных вод — *пьезоминимумы* и *пьезомаксимумы*. Этот вопрос исследовался М. К. Хаббертом, В. П. Савченко, В. А. Кудряковым, А. А. Карцевым, И. Г. Киссиным, В. А. Кротовой и др.

В. А. Кудряков разделил все пьезоминимумы на переточные и преградные; происхождение этих двух категорий существенно различно (позже он выделил еще фронтальные). Схема, поясняющая характер и образование тех и других, представлена на рис. 50. *Переточные* пьезоминимумы в плане имеют замкнутые формы («замкнутые» пьезоминимумы) и соответствуют очагам и зонам разгрузки водоносных горизонтов и комплексов, перетокам вод из одних водоносных горизонтов в другие, в частном случае — на дневную поверхность. В последнем случае будем иметь открытую разгрузку, в остальных — скрытую. При перетоке вод из одного пласта в другой пьезоминимум образуется в разгружающемся горизонте, а в горизонте-приемнике возникает пьезомаксимум. Замкнутые пьезоминимумы свидетельствуют о наличии разгрузки данного водоносного комплекса в выше лежащие, а пьезомаксимумы, наоборот, свидетельствуют о питании (подпитывании) данного комплекса за счет ниже лежащих и, следовательно, о наличии в данном месте очагов разгрузки этих последних.

Преградные пьезоминимумы в плане имеют незамкнутую форму («незамкнутые» пьезоминимумы) и образуются в результате частичного экранирования поперечного сечения подземного потока — литологического или «газо-жидкостного» (т. е. залежами газа и нефти). С разгрузкой они не связаны.

До сравнительно недавнего времени выявить пьезоминимумы и пьезомаксимумы на практике не удавалось. Обнаружение их началось лишь при значительном повышении точности и детальности

гидродинамических построений. К настоящему моменту существование различных пьезоминимумов, пространственно связанных с размещением залежей нефти и газа, можно продемонстрировать уже на довольно многочисленных примерах (рис. 51, 52).

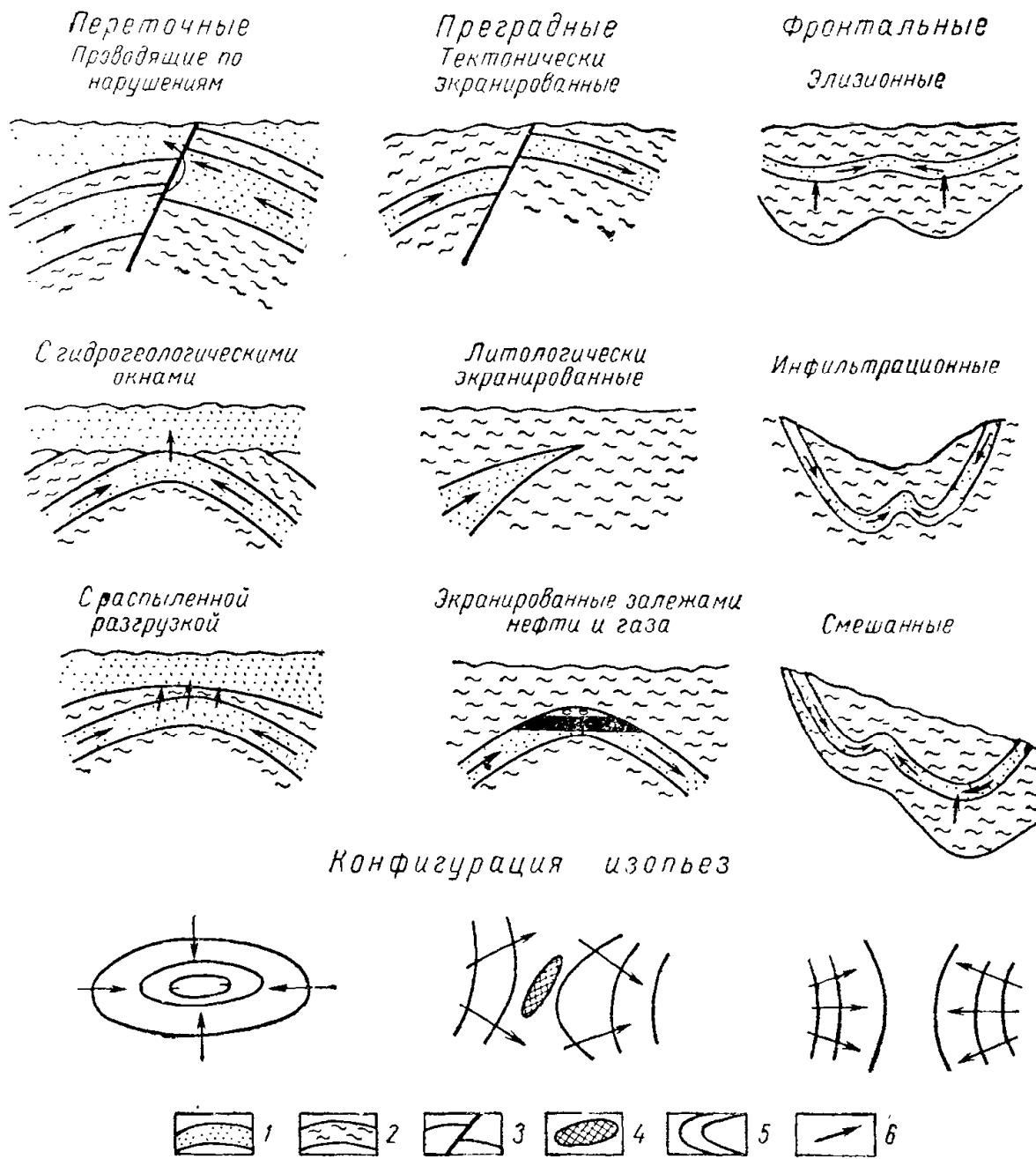


Рис. 50. Типы пьезоминимумов (по В. А. Кудрякову).

1 — водоносные пласты; 2 — водоупоры; 3 — разрывные нарушения; 4 — экранирующие зоны; 5 — изопьезы; 6 — направления потоков.

Гидрохимические аномалии изучены значительно лучше, чем гидродинамические, ввиду большей простоты их выявления. Однако происхождение их в общем еще менее однородно и более сложно, чем гидродинамических аномалий. По происхождению гидрохимические аномалии могут быть связаны с процессами перетока вод из одних пластов в другие, но могут возникать и в результате явлений, протекающих лишь в данном пласте. В первом случае («переточный» тип) гидрохимическая аномалия возникает во многом

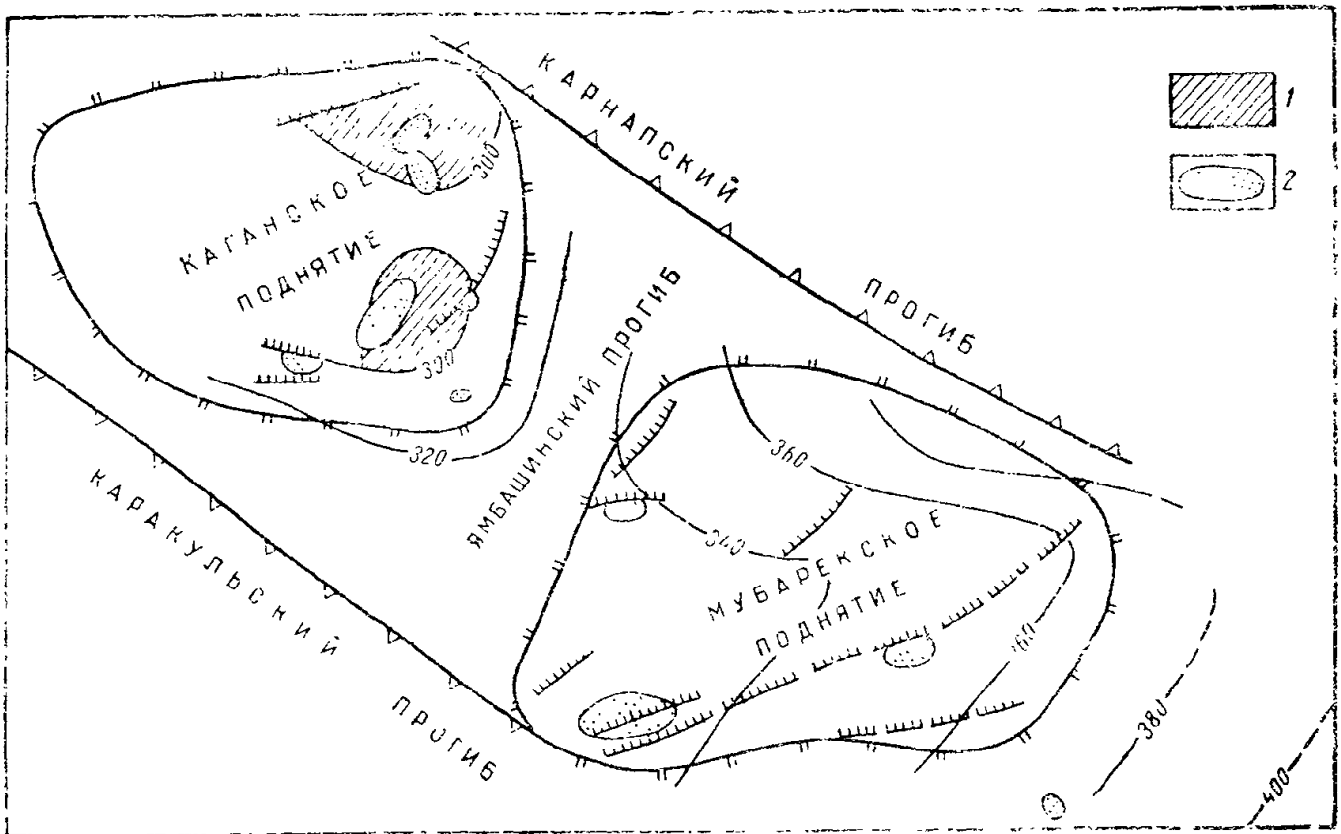


Рис. 51. Карта гидроизоэвез Каганского и Мубарекского нефтегазоносных районов по горизонту XII (по В. А. Кудрякову).

1 — пьезоминимумы; 2 — седлени.

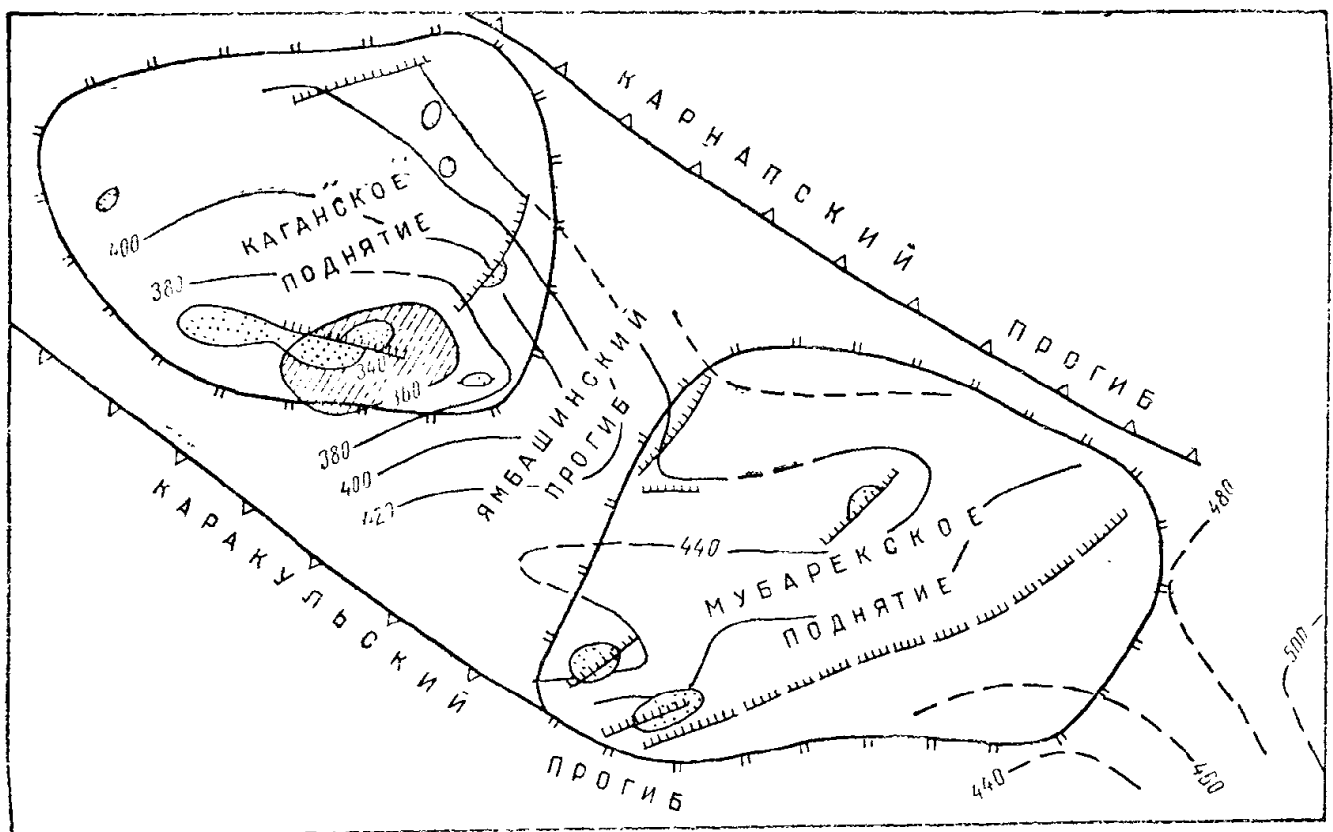


Рис. 52. Карта гидроизоэвез Каганского и Мубарекского нефтегазоносных районов по горизонтам XV—XVI (по В. А. Кудрякову).

Условные обозначения см. на рис. 51

сходно и в тесной связи с переточными гидродинамическими аномалиями. Гидрохимические аномалии в верхних горизонтах в таком случае образуются в результате подпора верхних вод низезалегающими, подпитывания верхних водоносных горизонтов нижними и примешивания к верхним водам нижних вод.

Схема образования гидрохимической аномалии переточного типа в верхних горизонтах показана на рис. 53.

В общем случае переточная гидрохимическая аномалия сказывается в приближении состава верхних вод к составу нижних вод. При нормальном характере гидрохимического разреза аномалия выражается в повышении общей минерализации, хлоридности и понижении сульфатности вод. При инверсионном гидрохимическом разрезе характер аномалии может быть совсем иным, даже противоположным.

Повышение минерализации, хлоридности и другие изменения вод в зоне перетоков могут происходить не только в горизонтах-приемниках, но и в разгружающихся горизонтах (в такой единоплавленности изменений заключается отличие гидрохимических аномалий от гидродинамических). Дело

в том, что на участках, примыкающих к очагам распыленной, весьма затрудненной разгрузки, может иметь место «застаивание» вод. При наличии распыленной разгрузки через водупорную кровлю повышение минерализации вод на этих участках может быть частично связано и с явлением фильтрационного (мембранного) эффекта (см. гл. IV). Согласно расчетам А. А. Карцева (1963) минерализация воды в ловушке за 10 млн. лет за счет фильтрационного эффекта может возрасти в 6 раз, что согласуется с некоторыми наблюдаемыми величинами.

Недавно доказательства влияния мембранного эффекта путем сопоставления наблюдаемых и расчетных величин минерализации вод по месторождению Корте Маджоре привели Дж. Лонг, С. Нелья и Э. Рубино.

Однако не все гидрохимические аномалии в нефтегазоносных пластах связаны с межпластовыми перетоками. Часть их, по-видимому, подобно некоторым гидродинамическим аномалиям, имеет «преградное» происхождение. К сожалению, отдельно диагностировать

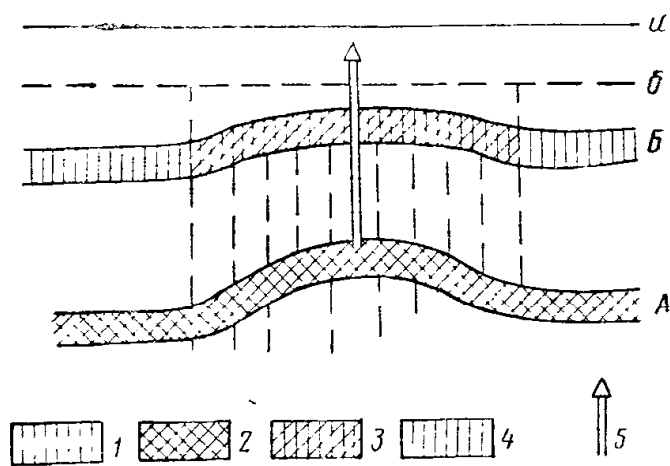


Рис. 53. Схема образования гидрохимической аномалии в верхнем водоносном горизонте при скрытой разгрузке в него нижнего водоносного горизонта.

1 — зона повышенной трещиноватости пород; 2 — воды высокой минерализации и хлоридности; 3 — воды средней минерализации и хлоридности (зона гидрохимической аномалии); 4 — воды низкой минерализации и хлоридности; 5 — направление разгрузки нижнего водоносного горизонта.

а — пьезометрический уровень нижнего водоносного горизонта (А); б — пьезометрический уровень верхнего водоносного горизонта (Б).

переточные и преградные гидрохимические аномалии далеко не всегда возможно. При определенных условиях это все же можно делать, опираясь на детальное изучение формы и структуры аномалий, т. е. на характер неоднородностей состава вод в приконтурных зонах нефтяных и газовых залежей.

Различие химического состава вод в пределах одного пласта в нефтяном месторождении было установлено давно (Б. И. Султанов, 1936) и отмечалось многими авторами. К настоящему времени по этому вопросу накоплено уже довольно много данных.

Для изменений общей минерализации и хлоридности вод характерна следующая основная закономерность: величины их уменьшаются от нефтяных и газовых залежей во внешних направлениях.

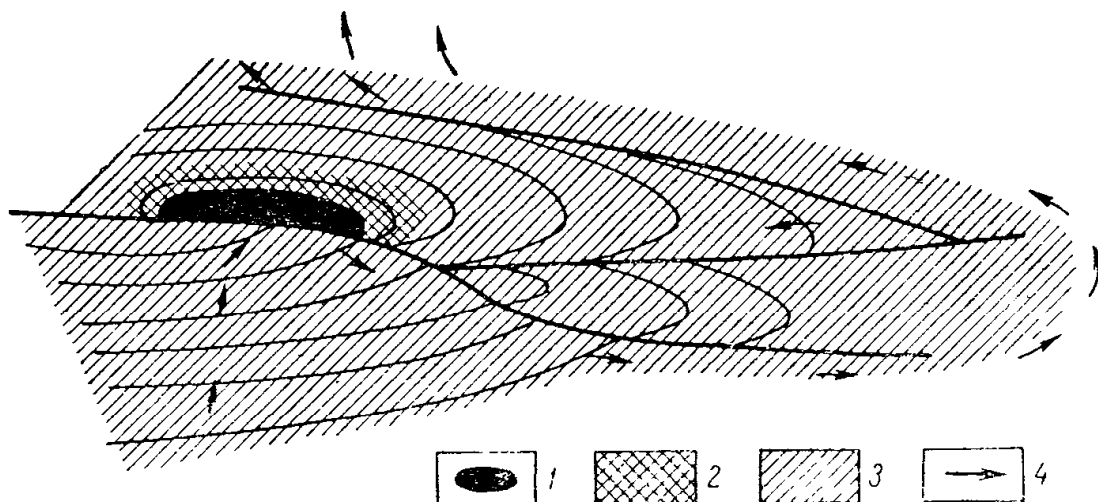


Рис. 54. Схематическая гидрохимическая карта пласта XVI одного из месторождений Грозненского района (по Г. М. Сухареву).

1 — нефтяная залежь; 2 — подгруппа хлоридно-щелочных вод, $\Sigma = 442$ мг-экв;
3 — подгруппа сульфатно-хлоридно-щелочных вод, $\Sigma = 65$ мг-экв; 4 — направление подземного потока до разработки нефтяной залежи.

Если залежи располагаются в сводах антиклиналей и куполов, то наблюдается относительное опреснение контурных вод в сторону синклиналей и прогибов; если залежи приурочены к зонам выклинивания или прижаты к тектоническим разрывам, то максимум минерализации и хлоридности вод тоже тяготеет к этим зонам, т. е. наблюдается в водах, находящихся непосредственно у контура и внутри контура залежей.

Подобные явления констатированы в очень многих месторождениях. Нефтяные и газовые залежи в этих случаях окружены оторочкой, каймой из более минерализованных и хлоридных вод, сменяющихся далее на периферии менее минерализованными и менее хлоридными водами. Это очень наглядно показано, например, на карте, составленной Г. М. Сухаревым (рис. 54). Нередко общая минерализация вод в ловушках в несколько раз превышает минерализацию вод в других частях пласта (в приведенном на рис. 54 примере в 6—7 раз). В нижнем отделе продуктивной толщи Апшеронского полуострова по данным Б. И. Султанова (1953) в повышенных частях антиклиналей на ряде участков содержание хлора достигает 24 мг/л, а на крыльях в тех же пластах оно составляет лишь 3—6 мг/л.

Увеличение минерализации и хлоридности вод в ловушках может объясняться тем, что места расположения нефтяных и газовых залежей отличаются более застойными гидрогеологическими условиями, представляют собой застойные участки, локальные застойные зоны внутри водоносных комплексов, характеризующихся в общем относительно значительной подвижностью вод. Это особенно очевидно для случаев заливообразных (например, в майкопских отложениях Кубани) и приразрывных ловушек (рис. 54), но также справедливо и для части сводовых ловушек. Ловушки для нефти и газа являются

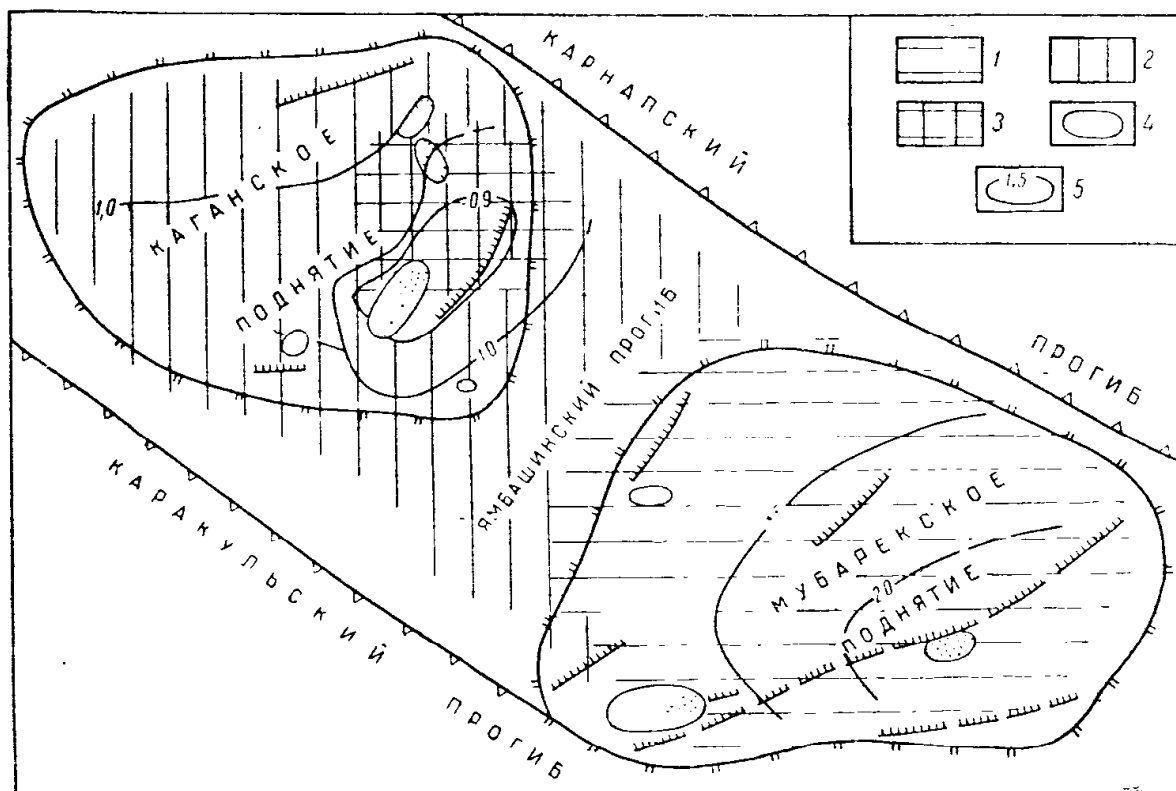


Рис. 55. Гидрохимическая карта Каганского и Мубарекского нефтегазоносных районов по XII горизонту (по В. А. Кудрякову).

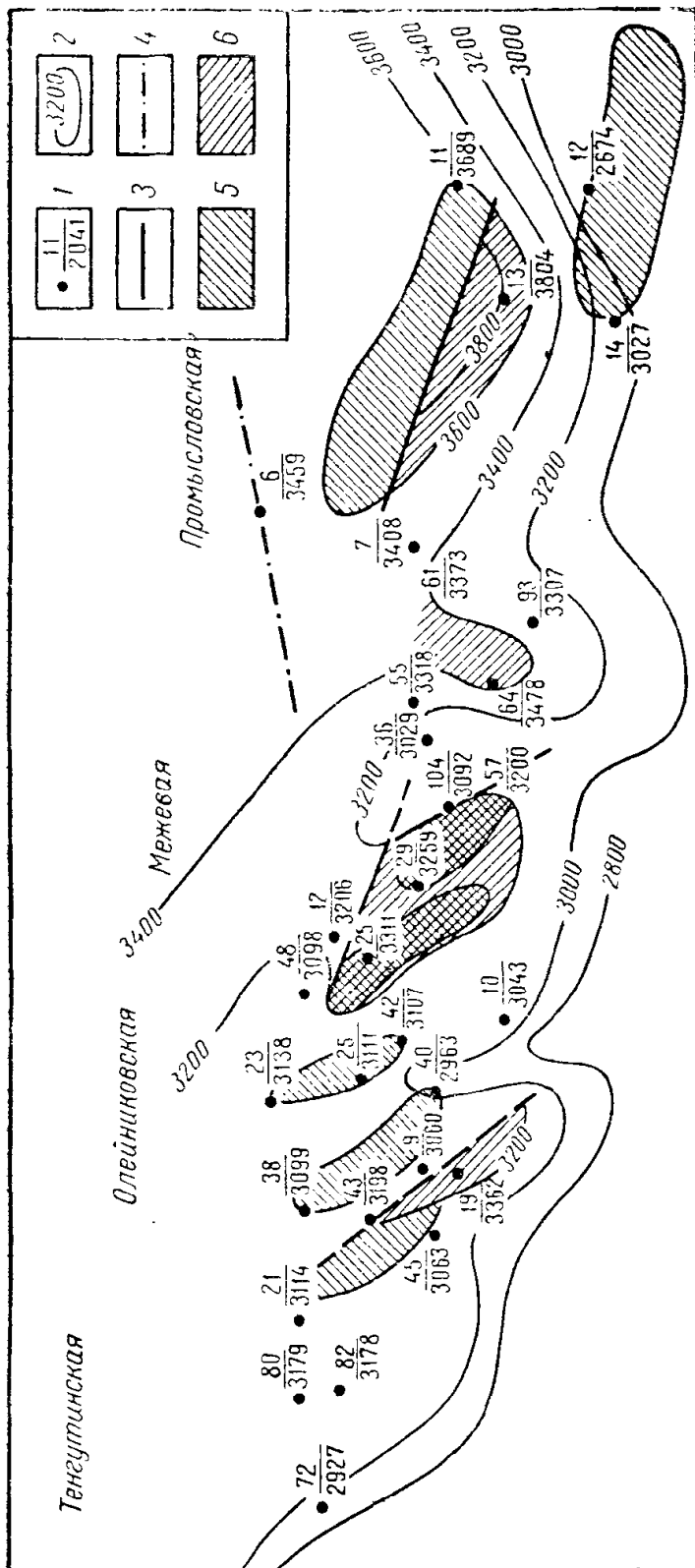
Минерализация вод в мг-экв/л: 1 — <200, 2 — 200—400, 3 — > 400; 4 — залежи; 5 — изогипсы в км.

также ловушками и для вод: воды в них застаиваются, а подземные потоки обходят их. В ловушках могут сохраняться более древние воды, оставшиеся от предыдущих этапов и древних гидрогеологических циклов (соленые талассогенные), тогда как остальные части пласта заполнились более молодыми водами (пресными метеогенными). Поэтому воды в ловушках по сравнению с другими частями пласта больше минерализованы.

В. А. Кудряков механизм образования подобных зон застоя в приконтурных участках видит в резком снижении фазовых проницаемостей за счет эффекта Жамэна.

Примеры связи гидрохимических аномалий со скоплениями нефти и газа приведены на рис. 55, 56. На них можно видеть также различные соотношения преградных и переточных гидрохимических аномалий между собой и с соответствующими гидродинамическими аномалиями и залежами нефти и газа.

Рис. 56. Карта изменения минерализации пластовых вод по нижнеальбскому водоносному горизонту на Тенгутинско - Промысловском участке сводовой части кряжа Карпинского. Составил Ю. А. Слевак, 1962 г.



1 — скважины (в числителе — номер скважины, в знаменателе — минерализация в мг-экв/л); 2 — линии равной минерализации в мг-экв/л; тектонические нарушения: 3 — установленные, 4 — предполагаемые; 5 — газовые и газонефтяные залежи; 6 — зоны гидрохимических аномалий.

Иногда структура гидрохимической аномалии может зависеть от соотношений направления подземного потока и расположения залежей. Иллюстрация этого явления «гидравлической тени» («лобовой — тыловой эффект» по В. П. Савченко) приведена на рис. 57: подземный поток, идущий с запада — юго-запада, обтекает залежь газа, и непосредственно к востоку от нее (в ее «тени») воды застаиваются. Подобная аномалия может быть чисто преградного происхождения, но может быть и смещенной переточной аномалией.

Иногда гидрохимические аномалии по общей минерализации и хлоридности в нефтегазоносных ловушках имеют отрицательный характер, т. е. приконтурные и внутриконтурные воды залежей относительно опреснены. Подобные явления проанализированы А. М. Никаноровым в районах Восточного Предкавказья. Объясняются они наличием конденсационных вод в зоне залежей, накопление которых тесно связано с формированием самих залежей. Об этих водах говорится подробнее в главе XII.

Наконец, некоторые гидрохимические аномалии могут образовываться за счет рассеивания компонентов самой залежи, имея, следовательно, характер ореолов рассеяния газовой или нефтяной залежи. Это преимущественно углеводородные аномалии, они могут иметь как кольцевую, так и сме-

Рис. 57. Схематическая гидрохимическая карта хадумского горизонта Северо-Ставропольского месторождения.

1 — изогипсы кровли пласта; 2 — контуры газоносности (внешний и внутренний); 3 — зоны плотного газонасыщения пласта; жесткие хлоридные воды с минерализацией в мг-экв/100 г: 4 — > 100, 5 — < 100; 6 — «щелочные» хлоридные воды.

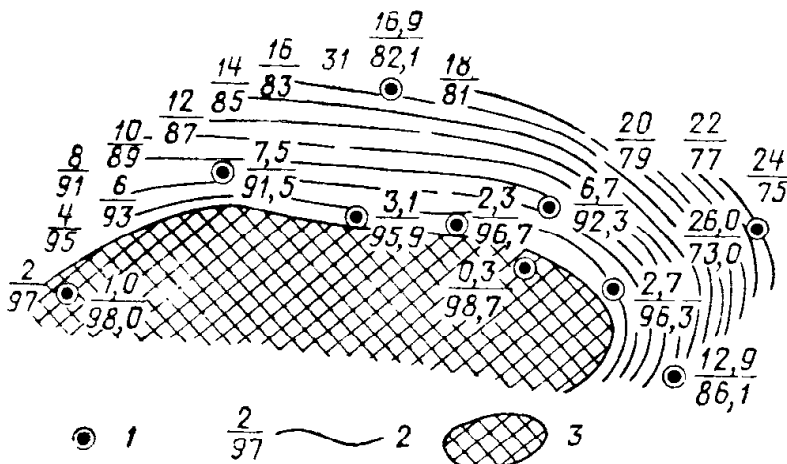
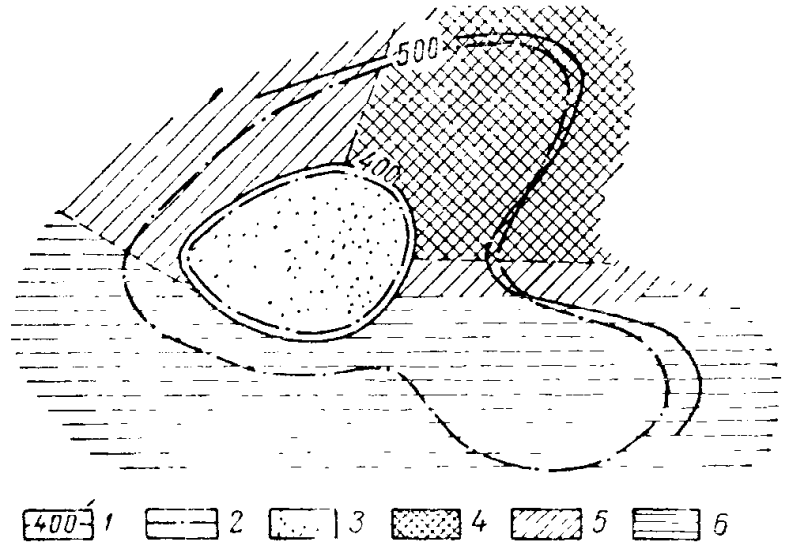


Рис. 58. Схема изменения содержания азота и метана в водах горизонта XIII Газлийского месторождения.

1 — скважины, в которых опробован горизонт XIII; 2 — изолинии содержания в % объем.: в числителе — азота, в знаменателе — метана; 3 — газовая залежь.

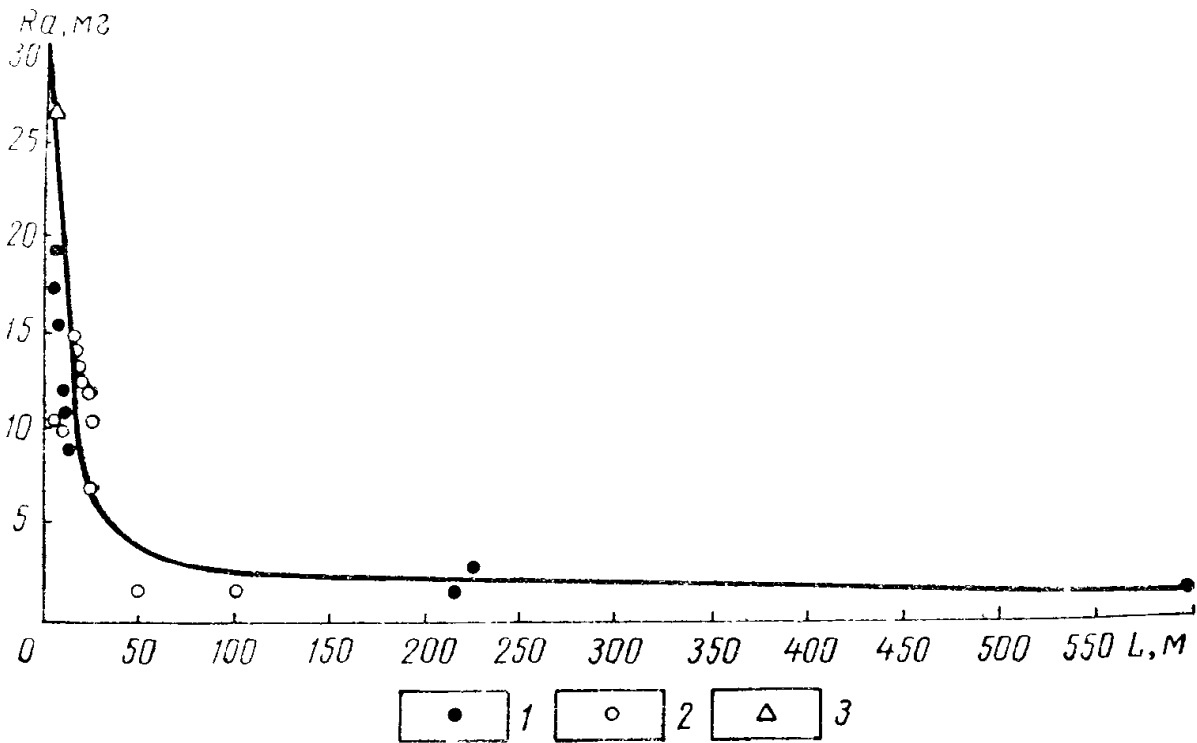


Рис. 59. Сводный график распределения радия в водах верхнемеловых отложений Терско-Сунженской области в зависимости от расстояния до контура нефтеносности (по Э. В. Соколовскому и С. А. Саакову).

1 — Малтобек-Вознесенка; 2 — Заманкул; 3 — Серноводск.

щенную форму. Гидрохимические аномалии, выраженные растворенными углеводородами, могут быть как ореольного, так и преградного происхождения. Решить вопрос об их происхождении в конкретных случаях трудно. К числу таких аномалий относится, например, показанная на рис. 58.

Особый характер имеют аномалии по содержанию некоторых микрокомпонентов — радиоактивных элементов и ряда металлов. Так, исследованиями В. М. Щепака на Украине (1964), затем С. А. Саакова вместе с А. М. Никаноровым, Э. В. Соколовским и др. (1967) по месторождениям Восточного Предкавказья было убедительно показано, что в водах нефтегазоносных пластов при приближении к залежам увеличивается содержание радия и, наоборот, уменьшается содержание урана (рис. 59). Причины этих явлений изучены еще недостаточно, но скорее всего они связаны с окислительно-восстановительными условиями, и в частности с сульфатностью вод в приконтурных зонах нефтегазоносных пластов: ввиду пониженной сульфатности вод в этих зонах существенно улучшаются условия растворимости радия (сульфат радия плохо растворим) и ухудшаются соответствующие условия для урана (хорошо растворяется в окислительной среде, а, кроме того, адсорбируется органическими веществами).

В итоге следует подчеркнуть, что связь скоплений нефти и газа с переточными гидродинамическими и гидрохимическими аномалиями, соответствующими зонам разгрузки газонефтеводоносных комплексов, представляет важную гидрогеологическую закономерность размещения нефтяных и газовых скоплений.

§ 4. Гидрогеологические условия формирования залежей газа

Гидрогеологические условия формирования залежей газа в настоящее время изучены лучше, чем гидрогеологические условия формирования залежей нефти.

Огромные количества растворенного в подземных водах метана (с примесью его ближайших гомологов) движутся вместе с этими водами, а при превышении предельной величины газонасыщенности вод могут частично выделяться в свободную фазу. Выделившись в свободную фазу в виде пузырей различных размеров, газ может двигаться далее путем всплывания в водах, заполняющих коллекторы.

Одни исследователи, как, например, В. Н. Корценштейн, разработавший схему формирования газовых залежей на примере Ставрополя, решающее значение придают миграции углеводородных газов в водорастворенном состоянии. Другие, например, В. П. Савченко, А. Л. Козлов, основное внимание уделяют миграции в виде струй уже выделившегося в свободную фазу газа (струйная миграция).

В первом случае движение газа почти полностью связано с движением вод и совпадает с ним, а выделение газа из воды происходит в основном уже в ловушках. Во втором случае движение газа само-

стоятельно и может быть направлено даже против течения подземного потока.

В природе существуют оба вида движения газа, но первый более широко распространен. Струйная миграция газа может происходить главным образом в тех водоносных комплексах, где газонасыщенность вод достигла предельной величины на всех или почти на всех участках, а также при утечке газа из уже сформировавшихся залежей. Кроме того, важную роль играет всплывание газа в ловушках уже при самом формировании залежей.

На основе допущения, что весь газ в ловушки доставляется подземным водным потоком, В. Н. Корценштейн предложил способ определения возраста газовых залежей, рост которых продолжается и в настоящее время. Для этого нужно знать следующие величины: запас газа в залежи V_{Γ} , расход подземного потока $Q_{\text{в}}$, газонасыщенность вод в районе залежи G_2 , максимальную газонасыщенность вод в районе, откуда движутся воды G_1 . Тогда возраст газовой залежи τ_{Γ} можно подсчитать по формуле

$$\tau_{\Gamma} = \frac{V_{\Gamma}}{Q_{\text{в}}(G_1 - G_2)} \quad (\text{X.1})$$

Для хадумской залежи Северо-Ставропольского месторождения таким способом возраст определяется в 400 тыс. лет. В свете сказанного выше эта величина, скорее всего занижена.

Дж. Руф и У. Резерфорд (J. Roof и W. Rutherford, 1958) на основе экспериментальных данных определили минимальные вертикальные составляющие скоростей движения подземных вод, необходимые для насыщения пор коллектора газом на 70% в течение 1 млн. лет (т. е. для формирования газовой залежи).

Результаты получены для условия отсутствия самостоятельного движения (всплывания) газа. Они показывают, что необходимые вертикальные скорости для образования залежи в этом случае достигают 0,5 м/год для природного газа и 5 м/год для бутана. Величина скорости для природного газа, по-видимому, находится в пределах реальных возможностей, чего, однако, нельзя сказать о полученной величине скорости для бутана.

Но, как недавно совершенно правильно указал Н. А. Кругликов (1971), 70%-ное насыщение коллектора вовсе не обязательно, так как всплывание газа может начаться и при значительно меньшей величине насыщения.

Возможности выделения газа из водорастворенного состояния в свободное зависят от количества и состава растворенного газа, минерализации воды, гидростатического давления и температуры (см. гл. XI).

Всплывание выделившегося в свободную фазу газа в воде может происходить лишь при скорости движения воды, не превышающей некоторой предельной величины. В противном случае подземный поток будет увлекать все газовые пузыри, и залежь не сможет сформироваться.

Чэнь Чжун-сян и И. А. Чарный вывели формулу, позволяющую определить минимальную величину скорости фильтрации воды вниз по падению, при которой весь газ будет увлекаться водой:

$$w_{\text{min}} = \frac{k \Delta \rho \sin \alpha}{\mu} k_2 (\sigma_a), \quad (\text{X.2})$$

где k — проницаемость коллектора;

$\Delta \rho$ — разность плотностей воды ($\rho_{\text{в}}$) и газа (ρ_{Γ});

α — угол падения пласта;

μ — вязкость газа;
 $k_2(\sigma_a)$ — относительная фазовая проницаемость для газа.

Чэнь Чжун-сян подсчитал величину минимальной скорости полного увлечения газа водой w_{\min} , приняв следующие исходные данные: $\rho_r = 1,27$ кг/м³, $\rho_v = 1000$ кг/м³, $\alpha = \pi/2$, $\mu = 102 \cdot 10^{-8}$ кгс · сек/м², $k_2(\sigma_a) = 0,6645$ (средняя величина).

Принимая величину проницаемости k от 0,01 до 1,00 дарси, получим величины минимальной скорости движения вод, при которых газ полностью увлечется водой, от 1 до 100 м/год (при угле падения пласта, равном $\pi/2$).

Из формулы (X.2) следует, что величина w_{\min} зависит также от угла падения пласта. При угле падения, равном $0^\circ 15'$, величина w_{\min} составит всего около 0,1 м/год.

Чэнь Чжун-сян произвел также гидродинамические расчеты сроков миграции газа и образования газовых залежей. Скорость всплывания газа в водоносном коллекторе определяется по следующей формуле:

$$u = \frac{k \Delta \rho}{m \mu} \sin \alpha f'_2(\sigma), \quad (\text{X.3})$$

где u — скорость миграции газа; σ — насыщенность на фронте продвижения газа; f'_2 — экспериментальная функция σ ; m — коэффициент пористости породы; остальные обозначения те же, что в формуле (X.2).

Приняв, что $k = 0,5$ дарси, $m = 0,25$, $\sigma = 0,244$ (определяется по особой формуле и графику, выведенным С. Н. Бузиновым и И. А. Чарным, которые здесь не приводятся), а остальные величины те же, что и в рассмотренном выше примере, Чэнь Чжун-сян получил величину u равной $2,68 \cdot 10^{-5}$ см/сек, т. е. около 10 м/год.

Скорость всплывания газа будет увеличиваться с ростом проницаемости и угла падения пластов. Если взять в качестве максимальных величин проницаемость 1 дарси и угол падения 10° , а минимальных — соответственно 0,01 дарси и $0^\circ 15'$, то пределы изменения величины скорости всплывания газа составят 1 см/год и 100 м/год.

Максимальные величины скорости всплывания газа на целый порядок превосходят максимальные скорости потоков, наблюдаемые в нефтегазовых месторождениях, минимальные же совпадают с теми величинами скоростей движения вод, которые присущи так называемым застойным условиям. Следовательно, в ряде случаев, преимущественно при пологом залегании пластов, скорости всплывания газа будут меньше скоростей движения вод, поэтому формирование газовых залежей в таких условиях будет сильно замедляться.

§ 5. Гидрогеологические условия нефтеобразования и нефтенакопления

Образование, миграция и накопление нефтей, как и подземных газов, происходят в водной среде. При этом нефть, вещества, ее составляющие, и вещества, из которых она образуется (протонефть), могут находиться в водорастворенном состоянии и во взвешенном в воде (свободном) состоянии. Хотя растворимость нефтяных углеводородов в воде очень мала, даже по сравнению с метаном, все больше исследователей склоняются к признанию важной роли водорастворимой формы миграции нефти и протонефти. Таким образом, увеличивается значение изучения гидрогеологических условий нефтеобразования и нефтенакопления.

Большинство исследователей в миграции нефти вместе с подземными водами основное место отводят седиментогенным водам. При этом не отрицается и роль нефтепроизводящих пород. Седимента-

ционные воды с самого начала содержат некоторое количество растворенного органического вещества, которое унаследовано от морской (лагунной, озерной) воды и может принимать участие в нефтеобразовании. Но главное обогащение седиментогенных вод нефтеобразующими органическими веществами (протонефтью) и компонентами нефти должно происходить при перемещении воды из глинистых и некоторых других осадков в коллекторские слои. При продавливании выжимаемой седиментогенной воды через глины она должна растворять органические соединения, находящиеся в этих глинах: органические кислоты, образующие мыла, углеводороды и т. п. Здесь следует вспомнить об особой агрессивности возрожденных вод, выделяющихся из глинистых минералов (см. гл. IV). При движении по коллекторам седиментогенные воды могут дополнительно растворять еще некоторое количество нефтяных углеводородов и других органических соединений, образующихся и находящихся в этих породах (песчаных, карбонатных).

На элизионных этапах гидрогеологической истории движение вод, происходящее под действием неравномерного прогибания бассейна, идет с относительно небольшими скоростями (сантиметры в год), а окисляющая активность вод ничтожно мала. Движение вод, хотя и медленное, обеспечивает миграцию растворенных нефтеобразующих органических веществ, в том числе нефтяных углеводородов. Медленность движения способствует образованию и препятствует разрушению залежей нефти и газа. Восстановленный характер вод препятствует химическому разрушению (окислению) углеводородов, и наоборот, способствует продолжению процессов нефтеобразования (декарбонилированию кислот и т. п.), протекающих и в подземных водах. Все это говорит о том, что элизионные этапы гидрогеологической истории являются благоприятным временем для нефтеобразования и нефтегазонакопления.

Рассматривая процессы нефтегазообразования и нефтегазонакопления в пределах какого-либо бассейна, можно пользоваться следующей схемой. Процессы прогибания и осадконакопления в нефтегазоносном бассейне идут неравномерно. Отдельные участки испытывают относительное поднятие, происходит рост антиклинальных поднятий (конседиментационных), которые могут служить ловушками нефти и газа. Седиментогенные воды направляются к этим участкам, где и образуются очаги медленной (скрытой) разгрузки через водоупорную кровлю.

Таким образом, на элизионных этапах гидрогеологической истории зоны прогибания и накопления осадков (палеопьезомаксимумы) могут рассматриваться как зоны нефтегазообразования, где происходит генерация углеводородов. А области относительных поднятий, где давление значительно меньше и куда в силу этого направлено движение подземных вод (палеопьезоминимумы), могут рассматриваться как зоны нефтегазонакопления. Здесь и происходит формирование нефтяных и газовых залежей, выделение из водного раствора нефтяных углеводородов и других органических соединений.

Связь миграции нефти с элизионным движением вод впервые была отмечена в Азербайджане.

Проведенные А. А. Карцевым, С. Б. Вагиным и многими другими гидрогеологами исследования показали, что во всех изученных случаях (Предкавказье, Средняя Азия, Западная Сибирь, Печорский бассейн и др.) нефтегазонакопление связано с элизионными этапами гидрогеологической истории. Особое значение в этом плане имеет работа В. В. Колодия по плиоцену восточной части Южно-Каспийской впадины (1966). В этой работе связь нефтегазонакопления с элизионным водообменом показана особенно наглядно, поскольку плиоценовые нефтегазоносные комплексы района за свою историю не переживали никакого иного этапа развития кроме элизионного. Если в других случаях еще может оставаться сомнение, основанное на неточности геохронологии и определения времени осадконакопления, то здесь это исключено.

Таким образом, проведенные исследования подтвердили положение о связи нефтегазонакопления во времени с элизионными этапами гидрогеологической истории.

Подобным же образом исследования А. А. Карцева и С. Б. Вагина совместно с В. А. Кудряковым и Я. А. Ходжакулиевым подтвердили изложенные выше положения о связи нефтегазонакопления в пространстве с зонами палеопьезоминимумов. Построения, выполненные для мезозойских отложений запада Средней Азии, показали, что зоны палеопьезоминимумов соответствуют современным газонефтеносным зонам — Центральнокаракумской, Марыйской, Бухарской (см. рис. 41). Указанные зоны следует рассматривать как древние зоны разгрузки газонефтеводоносных комплексов, к ним было направлено движение вод на соответствующих этапах.

Связь скоплений газа и нефти с зонами разгрузки вмещающих водоносных комплексов, как древними, так и современными (при унаследованном развитии), представляет также гидрогеологическую закономерность формирования этих скоплений. Эта идея впервые была выдвинута А. М. Овчинниковым в 1953 г., а затем развита и обоснована в работах А. А. Карцева, В. А. Кротовой, Я. А. Ходжакулиева и других.

Существование закономерной связи скоплений нефти и газа с зонами разгрузки вмещающих водоносных комплексов подчеркивает важную роль подземных вод в миграции и аккумуляции нефти и газа. Нефтегазонакопление происходит в зонах разгрузки газонефтеводоносных комплексов или вблизи них, в местах, куда направлены подземные потоки.

В результате движения вод, а вместе с ними газа, нефти и нефтеобразующих веществ последние заполняют ловушки, расположенные на пути и на «подступах» к зонам разгрузки. Но это не значит, что именно к данным ловушкам обязательно должны быть приурочены очаги разгрузки. При локальном характере зон разгрузки залежи могут располагаться концентрически по отношению к очагам разгрузки. В подобном случае возможно сосуществование зале-

жей и с открытыми очагами разгрузки: залежи удерживаются ловушками, размещенными концентрически вокруг открытого очага разгрузки (например, в Каганском районе Западного Узбекистана).

Количественная проверка гипотезы миграции нефти в растворенном состоянии в седиментогенных водах в первом приближении дала удовлетворительные результаты (А. А. Карцев, 1963). Надо лишь оговориться, что данный механизм нефтенакпления отнюдь не единственно возможный.

Выделению из водного раствора, в ы с а л и в а н и ю нефтяных углеводородов в ловушках, служащих очагами рассеянной разгрузки, способствует ряд условий. Во-первых, повышение на этих участках общей минерализации вод ухудшает растворимость углеводородов и других нефтяных компонентов. В результате роста общей минерализации вод происходит высаливание углеводородов.

Во-вторых, выделение углеводородов из вод может происходить под прямым воздействием фильтрационного (мембранного) эффекта. Для коллоидов фильтрационный эффект оказывается полным уже при размерах пор, характерных для мелкозернистых песков. При разгрузке через водоупор коллоидно-растворенные мыла будут полностью оставаться в ловушке, концентрации их будут возрастать и они неизбежно будут коагулировать. Вместе с этим должно идти и высаливание углеводородов. Кроме того, хотя точных данных пока нет, есть основания считать, что почти для всех нефтяных углеводородов «фильтрационный» эффект будет, как и для мыл, 100%-ным. В этом случае, по-видимому, следует говорить о «фильтрационном» эффекте в несколько ином смысле, так как речь идет о неполярных веществах, задерживаемых скорее всего «молекулярными ситами».

В результате всех названных явлений в ловушках должно происходить образование нефтяных залежей за счет водорастворенных компонентов.

Согласно расчетам А. А. Карцева (1963) в течение 10 млн. лет при скорости притока воды всего 1 мм/год ловушка объемом 10^7 м³ может быть целиком заполнена нефтью исключительно в результате влияния «фильтрационного» эффекта на растворенные в воде нефтяные углеводороды и другие органические вещества и может сформироваться залежь нефти с запасами 10 млн. т в результате высаливания углеводородов.

Количественная оценка возможного влияния фильтрационного эффекта на формирование залежей нефти показывает, что такого влияния достаточно для накопления в ловушках значительных запасов нефти.

Влияние «фильтрационного» эффекта может приводить к образованию скоплений нефти без всплывания последней в воде. Образование небольших скоплений таким путем облегчает последующее всплывание. Следовательно, при учете роли «фильтрационного» эффекта значительно облегчается объяснение механизма формирования нефтяных залежей, до сих пор представляющее большие трудности.

В самом деле, так как разгрузка водоносных горизонтов через водоупорную кровлю может иметь распыленный характер, возможно образование большего числа мелких скоплений нефти. Затем в результате действия гравитационного фактора (архимедовой силы) эти мелкие скопления, всплывая и сливаясь в крупных ловушках, могут образовать залежи значительных размеров.

Всплывание нефти, находящейся в воде в виде капель, пленок и т. п., может быть количественно охарактеризовано при помощи тех же формул, что и всплывание газа (X.2 и X.3). При подсчетах в этих формулах должны быть представлены другие численные значения для величины вязкости, плотности и относительной фазовой проницаемости. Если мы примем плотность нефти равной $0,8 \text{ г/см}^3$, вязкость $102 \cdot 10^{-6} \text{ кгс} \cdot \text{сек/м}^2$, а относительную фазовую проницаемость нефти 0,48 (по Чэнь Чжун-сяну), то получим переводной коэффициент, численно равный приблизительно 0,014. Умножая на этот коэффициент величины минимальных скоростей полного увлечения газа w_r и всплывания газа в воде u_r , можно получить соответствующие величины для нефти. Они оказываются численно очень небольшими: минимальные скорости движения вод w_n , при которых должно происходить полное увлечение капель нефти, составляют от нескольких миллиметров до нескольких метров в год, скорости всплывания нефти в воде u_n — примерно такие же и даже меньше.

Из этих данных следует, что при низкой проницаемости коллекторов и небольших углах падения на крыльях ловушек условия для всплывания нефти в воде весьма затруднены, нефть может полностью уноситься водой даже при очень медленном движении последней в так называемой застойной обстановке.

§ 6. Гидрогеологические условия разрушения нефтяных и газовых залежей

Разрушение, как и существование нефтяных и газовых залежей, происходит в водной среде, а сами подземные воды вместе с некоторыми из растворенных в них веществ являются основными факторами этого разрушения. Подземные воды разрушают нефтяные и газовые залежи и месторождения механически, физико-химически, химически и биохимически. Механическое разрушение залежей заключается в том, что нефть и газ уносятся движущимися подземными водами во взвешенном состоянии. Физико-химическое разрушение залежей состоит в растворении их содержимого в воде при соответственно изменяющихся условиях. Химически нефтегазовые залежи могут разрушаться в результате окисления углеводородов растворенными в водах веществами, главным образом кислородом и сульфатами. Наконец, биохимический характер этому же процессу придает участие в нем бактерий.

Каждый из названных видов разрушения нефтяных и газовых залежей и месторождений подземными водами имеет свои особенности и закономерности. Кроме того, процессы разрушения имеют свою специфику для нефтяных (нефтегазовых) и газовых залежей.

Механическое (гидравлическое) разрушение нефтяных и газовых залежей подземными водами начинается с образования наклона нефтеводяного или газводяного контактов. Зависимость наклона этих контактов от гидравлического уклона была отмечена рядом авторов. М. Хабберт показал, что горизонтальное положение

газоводяных и нефтеводяных контактов есть лишь частный случай, возможный при полной неподвижности вод.

По М. Хабберту зависимость наклона поверхности нефтеводяного (или газоводяного) контакта от гидравлического уклона описывается следующим выражением:

$$\operatorname{tg} \theta = \frac{\rho_{\text{в}}}{\rho_{\text{в}} - \rho_{\text{н}}} \frac{dh}{dx} = \frac{dz}{dl}, \quad (\text{X.4})$$

где θ — угол между поверхностью нефтеводяного контакта и горизонтальной плоскостью;

$\frac{dz}{dl}$ — наклон поверхности нефтеводяного контакта;

$\frac{dh}{dx}$ — наклон пьезометрической поверхности (гидравлический уклон);

$\rho_{\text{в}}$ — плотность воды;

$\rho_{\text{н}}$ — плотность нефти (подставив вместо $\rho_{\text{н}}$ плотность газа $\rho_{\text{г}}$, получим соответствующее выражение для газоводяного контакта).

Зависимость (X.4) наглядно иллюстрируется схемой, изображенной на рис. 60.

Формулу (X.4) можно заменить следующим выражением:

$$\operatorname{tg} \theta = \frac{\rho_{\text{в}}}{\rho_{\text{в}} - \rho_{\text{н}}} i, \quad (\text{X.5})$$

где i — гидравлический уклон.

Таким образом, наклон поверхности нефтеводяного (газоводяного) контакта прямо пропорционален гидравлическому уклону и зависит также от плотностей контактирующих жидкостей.

На рис. 61 приводится график наклона поверхности нефтеводяного контакта в зависимости от угла наклона пьезометрической поверхности и плотности нефти, заимствованный из книги А. И. Леворсена. Из диаграммы видно, что для тяжелых нефтей наклон нефтеводяного контакта гораздо больше, чем для легких нефтей и для газов.

Важное значение имеет различие плотности нефти и газа. Если принять относительную плотность воды 1,000, плотность нефти 0,800 (часто встречающиеся величины в пластовых условиях), а плотность газа 0,001, то исходя из формулы (X.5)

$$\operatorname{tg} \theta_{\text{г}} = \frac{1,000}{1,000 - 0,001} i.$$

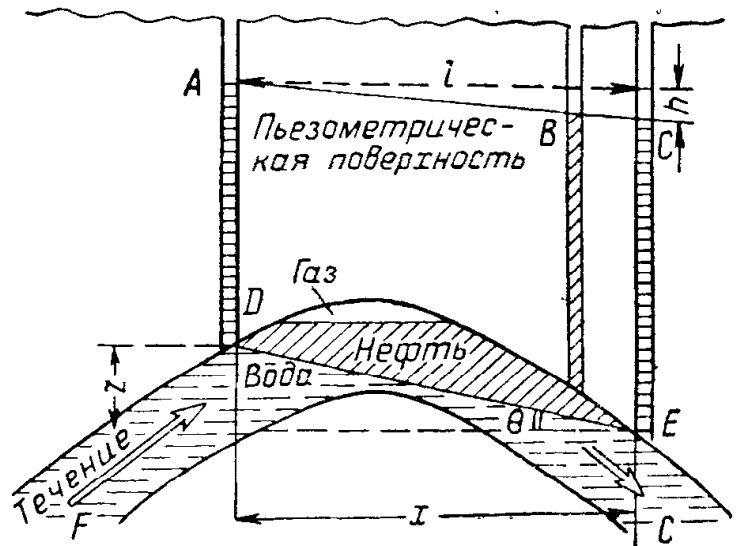


Рис. 60. Схема зависимости между наклоном нефтеводяного контакта и пьезометрической поверхностью (из книги А. И. Леворсена, с изменениями).

Плотностью газа, как величиной значительно более высокого порядка малости по сравнению с величиной ρ_v , можно пренебречь. Тогда формула (X.5) для случая газовой залежи упростится и примет вид:

$$\operatorname{tg} \theta_r = i. \quad (\text{X.6})$$

Подставляя же в формулу (X.5) значение $\rho_n = 0,800$, получим для случая нефтяной (газонефтяной) залежи

$$\operatorname{tg} \theta_n = 5i. \quad (\text{X.7})$$

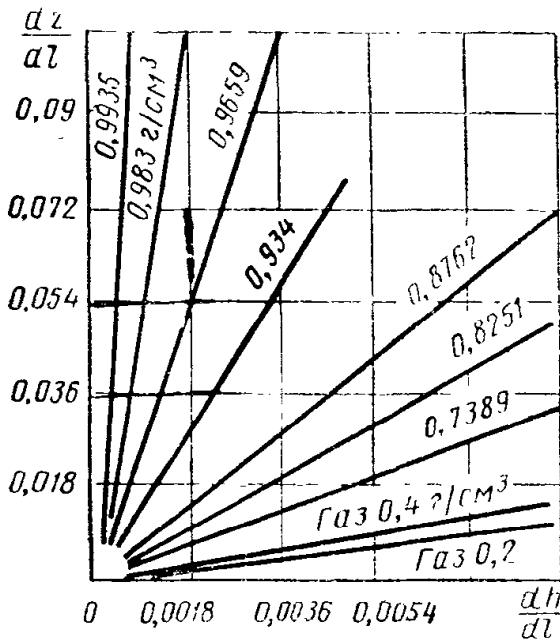


Рис. 61. График углов наклона нефтеводяного контакта для различных гидравлических уклонов и нефтей разной плотности (по А. И. Леворсеву).

$\frac{dz}{dl}$ — наклон водонефтяного контакта; $\frac{dh}{dl}$ — наклон пьезометрической поверхности.

Следовательно, при выбранных величинах ρ_n и ρ_r , которые можно считать наиболее отвечающими реальным природным условиям, наклон нефтеводяного контакта при одинаковом гидравлическом уклоне будет больше наклона газоводяного контакта в 5 раз.

Наклоны газоводяного и нефтеводяного контактов являются критериями направления движения подземных вод.

Если наклон нефтеводяного или газоводяного контакта круче угла падения крыла сводовой ловушки, то нефть и газ полностью вымываются из нее, залежь исчезает. Это и есть механическое разрушение газовой или нефтегазовой (нефтяной) залежей подземными водами.

Условием сохранения залежи от механического разрушения водой является неравенство

$$\theta < \alpha, \quad (\text{X.8})$$

где α — угол падения пласта на крыле ловушки;

θ — угол наклона нефтеводяного или газоводяного контактов.

Условия сохранения и разрушения залежи при чисто механическом воздействии вод схематически изображены на рис. 62. Они имеют значение лишь для ловушек сводового типа.

Используя формулы (X.6) и (X.7), можно ориентировочно подсчитать минимальные углы падения и максимальные величины гидравлических уклонов, при которых газовые и нефтяные залежи еще не будут унесены движущимися подземными водами и, следовательно, могут существовать.

В табл. 20 приведены минимальные величины углов падения пластов на крыльях ловушек при различных величинах гидравлических уклонов, отвечающие предельным условиям, которые необ-

ходимы для сохранения газовых и нефтяных залежей от полного механического разрушения (размыва) подземными водами при плотностях воды, нефти и газа, равных соответственно 1,000, 0,800 и 0,001.

Из табл. 20 следует, что при обычно встречающихся в нефтегазонасных комплексах гидравлических градиентах газовые залежи могут удерживаться практически любыми ловушками; нефтяные же залежи уже при гидравлических градиентах 0,005—0,01 должны вымываться из пологих ловушек (угол падения на крыльях менее 1°). *Нефтяные залежи значительно менее устойчивы против гидравлического разрушения, чем газовые.* Правда, в табл. 20 взяты средние условия; при наличии рассолов с плотностью 1,2 и очень легких нефтей минимальные углы падения должны быть уменьшены примерно в 2,5 раза; для тяжелых же нефтей при пресных водах они, наоборот, должны быть значительно увеличены (примерно вдвое).

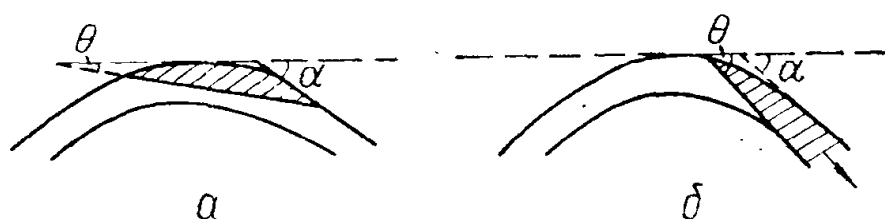


Рис. 62. Схема условий сохранения (а) и разрушения (б) нефтяной залежи при механическом действии вод.

Физико-химическому разрушению путем *растворения* в подземных водах подвержены газовые залежи. При повышении гидростатического давления (при погружении), не компенсируемом соответственным ростом газонасыщенности вод, метан, образующий залежи, будет растворяться, и залежь постепенно может совершенно исчезнуть.

Особо благоприятные условия для растворения газовых залежей имеются при температурах, превышающих 100—120° С, когда растворимость метана в воде резко возрастает.

Для нефтяных залежей ввиду гораздо худшей растворимости в воде нефтяных углеводородов по сравнению с метаном и его ближайшими гомологами физико-химическое разрушение путем растворения в водах, играет, по-видимому, скромную роль. Однако

Таблица 20

Гидравлический уклон	Углы падения пластов	
	Газовые залежи	Нефтяные залежи
0,0001	0°00'18"	0°01'30"
0,001	0°03'	0°15'
0,01	0°30'	2°30'
0,1	6°	30°

этот вопрос не изучен. Можно предполагать, что в условиях окисления нефтей, которое сопровождается образованием карбоновых кислот и их мыл, некоторое количество углеводородов может переходить в воды благодаря своей мицеллярной растворимости в коллоидных растворах мыл. В таких случаях, вероятно, преобладает селективное растворение отдельных компонентов нефтей.

Химическое разрушение нефтяных и газовых залежей путем окисления углеводородов кислородом и сульфатами, растворенными в подземных водах, имеет большое значение и давно привлекло к себе внимание. Оно тесно переплетается с биохимическим разрушением, которое заключается в «поедании» углеводородов бактериями, и оба эти вида разрушения залежей нефти и газа следует рассматривать вместе.

Аэробное окисление углеводородов осуществляется растворенным в водах кислородом. К сожалению, данных о содержании молекулярного кислорода в подземных водах недостаточно. Известно, что растворенный кислород встречается в подземных водах в некоторых случаях до глубин 500—600 м, а возможно, и еще глубже, в количестве от сотых долей до 4—5 мг/л, причем его распространение зависит от гидрогеологических условий (скорости движения инфильтрационных вод), а также от обогащенности пород сульфидами и органическими веществами. В водах, примыкающих к нефтяным и газовым залежам, кислород почти никогда не встречается. Очевидно, до большинства залежей, расположенных достаточно далеко от зон инфильтрации, кислород «добирается» лишь при очень большой скорости инфильтрационного водообмена или очень большой длительности инфильтрационного этапа, когда окисляются все способные к окислению компоненты вод и пород данного водоносного комплекса. Наибольшему воздействию растворенного кислорода, естественно, подвергаются те залежи, которые расположены ближе всего к зонам инфильтрации.

Большое значение имеет окисление углеводородов сульфатами, так как сульфаты в тех или иных количествах присутствуют в абсолютном большинстве подземных вод и рассолов.

Подсчеты количества сульфатов, необходимого для окисления углеводородов, делали А. Л. Козлов и В. А. Соколов. Согласно последнему автору на окисление 1 г CH_4 требуется 6 г иона SO_4 . Соответственно на окисление 1 г $\text{C}_{15}\text{H}_{32}$ (пентадекана) — углеводорода, который можно взять в количестве среднего представителя компонентов нефти, потребуется около 0,5 г SO_4^{2-} . Отсюда можно подсчитать, что для полного окисления 1 млрд. м³ газа (метана) потребуется около 6 млн. т SO_4^{2-} , а для полного окисления 1 млн. т нефти (условно принимая нефть, состоящей из одного пентадекана) — около 0,5 млн. т SO_4^{2-} .

Так как сульфаты растворены в движущихся подземных водах, то динамический запас сульфатов зависит как от содержания их в воде, так и от скорости движения последней. Время полного окис-

ления газовой залежи растворенными сульфатами $\tau_{ок}$ может быть выражено формулой

$$\tau_{ок} = 6k_{ок} \frac{Q_{г}}{u_{в} F m_{ок}}, \quad (X.9)$$

где $u_{в}$ — скорость подземного потока;

F — площадь газовой контактной поверхности;

$m_{ок}$ — содержание в воде окислителей (сульфатов);

$Q_{г}$ — запас газа в залежи;

$k_{ок}$ — коэффициент окисления, включающий константу скорости реакции и зависящий от термодинамических и микробиологических условий, формы залежи и относительного положения газовой контактной поверхности, а также, возможно, от некоторых других факторов.

В случае нефтяной залежи в формуле (X.9) вместо численного коэффициента 6 будет коэффициент 0,5 при допущении, что вся нефть состоит из пентадекана, коэффициент $k_{ок}$ будет зависеть также от состава нефти (что и должно компенсировать возможную ошибку в результате указанного допущения). Коэффициент $k_{ск}$ во всех случаях больше единицы.

Условно приняв коэффициент $k_{ок}$ равным единице, можно подсчитать максимальные сроки полного окисления газовых и нефтяных залежей определенного размера растворенными в водах сульфатами при различных скоростях подземных потоков и различных содержаниях сульфатов в водах¹. Результаты таких подсчетов по формуле (X.9) для газовой залежи с запасами 10 млрд. м³ и для нефтяной залежи с запасами 10 млн. т приведены в табл. 21.

Таблица 21

Содержание в водах SO ₄ ²⁻ г/л	Срок полного окисления газа (метан), годы				Срок полного окисления нефти (пентадекан), годы			
	Скорость потока, м/год							
	0,01	0,1	1	10	0,01	0,1	1	10
0,001	6 · 10 ¹⁰	6 · 10 ⁹	6 · 10 ⁸	6 · 10 ⁷	5 · 10 ⁹	5 · 10 ⁸	5 · 10 ⁷	5 · 10 ⁶
0,01	6 · 10 ⁹	6 · 10 ⁸	6 · 10 ⁷	6 · 10 ⁶	5 · 10 ⁸	5 · 10 ⁷	5 · 10 ⁶	5 · 10 ⁵
0,1	6 · 10 ⁸	6 · 10 ⁷	6 · 10 ⁶	6 · 10 ⁵	5 · 10 ⁷	5 · 10 ⁶	5 · 10 ⁵	5 · 10 ⁴
1	6 · 10 ⁷	6 · 10 ⁶	6 · 10 ⁵	6 · 10 ⁴	5 · 10 ⁶	5 · 10 ⁵	5 · 10 ⁴	5 · 10 ³
10	6 · 10 ⁶	6 · 10 ⁵	6 · 10 ⁴	6 · 10 ³	5 · 10 ⁵	5 · 10 ⁴	5 · 10 ³	5 · 10 ²

Из табл. 21 следует, что минимальные сроки полного окисления залежей в зависимости от скорости движения вод и сульфатности этих вод изменяются в очень широких пределах: для газовой залежи выбранного здесь среднего размера — от 60 млрд. до 6 тыс. лет, для нефтяной (пентадекановой) — от 5 млрд. до 500 лет.

Отсюда можно заключить, во-первых, что реальная возможность полного окисления залежей нефти и газа растворенными сульфатами имеется далеко не

¹ Истинные сроки даже для простейших случаев подсчитать нельзя, так как неизвестны константы скорости реакций между сульфатами и углеводородами.

всегда; во-вторых; окисление нефтяных залежей идет гораздо быстрее, чем чисто газовых. Окисление залежей нефти, не содержащих легких фракций, происходит еще скорее, чем указано в табл. 21.

В табл. 21 приведены минимальные сроки для случая, когда коэффициент $k_{ок}$ равен единице. В действительности такой случай невозможен. На величину $k_{ок}$ прежде всего влияет состав углеводородов, образующих залежь. Возможность реакции с сульфатами неодинакова для различных углеводородов. В этом отношении небезынтересны данные об изменении свободной энергии различных углеводородов и других органических соединений при реакции с сульфат-ионом (величина изменения свободной энергии влияет на скорость реакции) (П. Ф. Андреев. 1957).

На основании этих данных можно сделать некоторые заключения. Во-первых, в абиогенных условиях невозможна реакция между сульфатами и метаном. Следовательно, окисление сульфатами газовых залежей, состоящих в основной массе из метана, может идти только биохимическим путем. Окисление же сульфатами других углеводородов возможно и в абиогенных условиях. Во-вторых, абсолютная величина изменения свободной энергии при реакции с сульфатами растет с увеличением молекулярного веса метановых углеводородов (этан \rightarrow бутан \rightarrow декан \rightarrow гексадекан \rightarrow пентакозан), от газообразных к жидким гомологам. Значит как при химическом, так и при биохимическом окислении способность к реакции больше у нефтяных углеводородов, чем у газовых компонентов.

Все это говорит о том, что *окисление сульфатами газовых залежей происходит в более ограниченных условиях, чем нефтяных.*

Условия микробиологического окисления углеводородов изучены еще недостаточно. Известно, что бактерии-десульфаторы не могут развиваться при температурах выше $80-90^{\circ}C$, при минерализации вод (рассолов) выше 200 г/л, при величинах рН менее 5. Но существуют, по-видимому, и другие ограничивающие (тормозящие) условия.

Особенно важное значение имеет температурный фактор. Учитывая невозможность абиогенного окисления сульфатами газовых (метановых) залежей, следует полагать, что при температурах выше $90^{\circ}C$ они полностью защищены от этого вида разрушения. В то же время нефтяные залежи, по-видимому, могут в какой-то степени окисляться за счет сульфатов и при высоких температурах, причем интенсивность абиогенного окисления их при высоких температурах даже должна возрастать. Доказательства абиогенного окисления сульфатами приведены Б. И. Султановым.

Наконец, остается нераскрытым еще вопрос о влиянии формы залежей и относительных размеров газовой и нефтяной контактных поверхностей на окисление залежей. Так как окисление углеводородов растворенными сульфатами (как и другими растворенными окислителями — молекулярным кислородом и пр.) происходит в основном на контакте с движущимися водами, то скорость окисления залежи в целом будет тем больше, чем больше площадь поверхности газовой или нефтяной контактной поверхности по отношению к объему залежи. Совершенно очевидно, что окисление водоплавающих залежей и залежей с вклинивающимися пропластками, содержащими промежуточные воды, будет идти скорее, чем залежей, имеющих только красные воды; окисление залежей небольшой высоты — скорее, чем очень высоких. Различия окисления низкой водоплавающей

залежи и высокой залежи без сплошной подошвенной воды иллюстрируется схемой (рис. 63).

Особую роль играет образование в результате окисления у нефтеводяных контактов слоя тяжелых нефтей и асфальтоподобных веществ, а также вообще неполное окисление углеводородов (т. е. не до углекислоты и воды), приводящее не к уничтожению, а к химическому перерождению нефтяной залежи. Наличие у нефтеводяного контакта слоя (пленки) очень плотной нефти или асфальтоподобного нетекучего вещества мощностью от нескольких сантиметров до нескольких метров — весьма распространенное явление. Эти переродившиеся в результате окисления части залежей должны служить препятствием, как бы барьером, для окисления остальной части залежи. Механизм распространения процесса окисления на всю

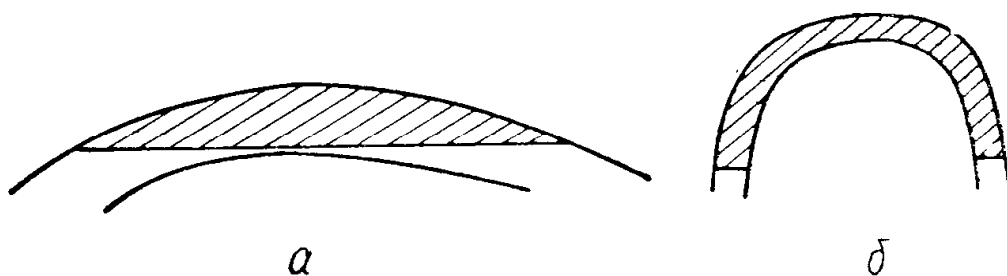


Рис. 63. Схема различия гидрогеологических условий низкой водоплавающей залежи (а) и высокой залежи без подошвенной воды (б).

залежь при таких условиях не совсем ясен. Однако он существует, так как известны достаточно многочисленные случаи полного окислительного перерождения нефтяных залежей.

Не вполне ясна также роль превращения углеводородов при окислении в промежуточные продукты типа смол и кислот во всей залежи. Но превращение всего содержимого нефтяной залежи в смолы, кислоты и другие кислородсодержащие соединения представляют собой уже полное исчезновение нефтяной залежи как таковой.

При окислении метана никаких промежуточных продуктов и состоящих из них защитных пленок не образуется. В результате с этой стороны условия окисления газовых залежей благоприятнее, чем нефтяных. В процессе окисления метана и его ближайших гомологов газовая залежь может обогащаться углекислотой, но ввиду резко повышенной по сравнению с углеводородами растворимости данного газа существенного количественного значения это обогащение не имеет. Химическое перерождение газовых залежей при окислении не играет большой роли (хотя может идти еще остаточное накопление азота и инертных газов); основной результат окисления газовых залежей — их полное разрушение.

Глава XI

НЕФТЕГАЗОПОИСКОВАЯ ГИДРОГЕОЛОГИЯ

Нефтегазопосксовая гидрогеология — раздел гидрогеологии, который включает вопросы о гидрогеологических показателях и критериях, используемых при оценке перспектив нефтеносности и газоносности, при поисках месторождений и залежей нефти и газа, и о методике гидрогеологических исследований при поисках нефти и газа.

Использование гидрогеологических показателей (критериев) при оценке перспектив нефтеносности и газоносности районов и горизонтов, при поисках нефтяных и газовых месторождений и залежей основано на большой роли подземных вод в процессах нефтегазобразования и нефтегазонакопления и на взаимодействии нефти, газов и вод в недрах.

Нефтегазопосксовые гидрогеологические критерии весьма разнообразны. В настоящее время известно и используется большое число гидрогеологических показателей, в той или иной мере способствующих поискам месторождений и залежей нефти и газа. Разнообразие этих показателей требует их систематизации и ясного понимания значения каждого. Поэтому изучение нефтегазопосксовой гидрогеологии следует начинать с классификации нефтегазопосксовых гидрогеологических показателей.

§ 1. Классификация нефтегазопосксовых гидрогеологических показателей

Нефтегазопосксовые гидрогеологические показатели можно подразделять, во-первых, по тому, какого рода гидрогеологические данные кладутся в их основу, а во-вторых, по их значению.

В зависимости от рода гидрогеологического материала, лежащего в основе используемых показателей, можно выделить: 1) гидрогеохимические показатели (в том числе газовый состав вод, состав органических веществ, ионно-солевой состав вод), 2) гидродинамические и общегидрогеологические показатели, 3) гидрогеотермические показатели, 4) палеогидрогеологические показатели. Кроме того, особо следует выделить показатели, основанные на данных,

относящихся к верхним водоносным горизонтам, которые не являются сами по себе объектом оценки.

В зависимости от значения показателей можно выделить: 1) показатели наличия залежей газа и нефти, 2) показатели наличия нефти и газа, 3) показатели условий формирования скоплений нефти и газа, 4) показатели условий сохранения и разрушения нефти и газа (в том числе скоплений нефти и газа), 5) показатели наличия ловушек нефти и газа.

Некоторые из названных групп показателей можно еще дифференцировать для нефти и для газа, а также на положительные и отрицательные, на региональные и локальные.

Общая схема нефтегазопоисковых гидрогеологических показателей приведена в табл. 22.

§ 2. Давление насыщения (упругость) растворенных газов

Давление насыщения (упругость) растворенных в подземных водах газов среди всех нефтегазопоисковых гидрогеологических показателей занимает особое место, так как это относительно надежный показатель наличия залежей газа. Поэтому на давление насыщения (упругость) растворенных газов обращается особое внимание.

Исследования информативности различных гидрогеологических показателей нефтегазоносности, проведенные различными статистическими методами (А. А. Карцев и др., 1970; Е. К. Гончаров и др., 1971, и др.), показали, что газонасыщенность вод, упругость растворенных в водах газов и производные от них показатели обладают максимальной информативностью среди других.

Основное значение имеет соотношение величины давления насыщения растворенных газов p_r к величине гидростатического (гидродинамического) давления в водоносном комплексе (иначе выражается как дефицит упругости растворенных газов, т. е. разность $\Delta p = p_b - p_r$).

Если давление насыщения растворенных газов p_r примерно равно гидростатическому давлению p_b (или несколько выше) ($p_r \geq p_b$), то все ловушки содержат залежи газа. Следовательно, это прямой признак наличия залежей газа. Подобные условия, например, имеются в хадумских отложениях Ставрополя, где они были выявлены В. Н. Корценштейном (1960).

Если же давление насыщения растворенных газов значительно меньше гидростатического давления в водоносном комплексе ($p_r < p_b$), т. е. воды в отличие от предыдущего случая недонасыщены газами, то нельзя сделать однозначного вывода. В ряде районов воды недонасыщены газами при наличии на соседних участках крупнейших газовых залежей.

В условиях насыщения вод газами могут происходить формирование и рост газовых залежей, тогда как при значительном недонасыщении вод газами может происходить лишь разрушение залежей

Нефтегазопоисковые гидрогеологические показатели	Показатели наличия залежей газа и нефти		Показатели условий формирования скопления нефти и газа		Показатели условий сохранения (залежей) нефти и газа		Показатели наличия ловушек
	нефти	газа	нефти	газа	нефти	газа	
Газовый состав вод	$p_r \geq p_v$ Рост p_r и содержания углеводородных газов в направлении ловушек		Метан «Безаргонный» азот, сероводород		$p_r \geq p_r$ Отсутствие O_2 и высоких концентраций CO_2 , N_2 , H_2		—
Состав органических компонентов вод	Рост содержания C_6H_6 и его гомологов в направлении ловушек		Бензол и его гомологи, летучие жирные кислоты, фенолы		—		—
Ионно-солевой состав вод	—		Высокая концентрация аммония, нитрата, брома (при низком хлористом коэффициенте). Гидросульфиды, недонасыщенные водные сульфаты; сода в содовых и хлоридных водах и др.		Бессульфатность		Гидрохимические аномалии для верхних горизонтов

газа (путем растворения, окисления и т. п.). Однако это разрушение необязательно в каждом случае должно зайти очень далеко, поэтому даже при резком недонасыщении вод газами могут встретиться еще сохранившиеся крупные залежи газа. Подобные условия известны, например, в верхнемеловых отложениях Западного Узбекистана, где они тоже были изучены В. Н. Корценштейном (1962).

Резкое недонасыщение вод газами может быть и тогда, когда вообще не происходило формирования газовых залежей. Э. Е. Лондон, Л. М. Зорькин и В. Г. Васильев усматривают пример такого случая в мезозойских отложениях южных районов Западной Сибири. Признаком подобных условий названные авторы считают рост давления насыщения растворенных газов в сторону тектонических депрессий. Следовательно, по их мнению, это последнее явление должно трактоваться в качестве отрицательного поискового признака (в условиях общей недонасыщенности вод газами).

Таким образом, насыщенность и перенасыщенность вод газами ($p_r \geq p_v$) являются положительным признаком наличия газовых залежей в ловушках этого комплекса, а недонасыщение вод газами в общем случае не может служить отрицательными показателями.

При недонасыщении вод газами ($p_r < p_v$) важное поисковое значение приобретает рост давления насыщения растворенных газов в направлении ловушек; такая закономерность указывает на наличие в данных ловушках газовых залежей (необходимо учитывать направление движения вод). Это явление характеризует процесс разрушения газовых залежей (рассеивание газа в водах). Но в некоторых случаях, например по данным Э. Е. Лондон, газонасыщенность вод растет и по направлению к пустым ловушкам.

Полное насыщение вод газами характеризует также условия, благоприятные для сохранения газовых залежей, в то время как недонасыщение характеризует неблагоприятные условия.

Как косвенный показатель соотношение давления насыщения растворенных газов с гидростатическим давлением можно использовать и для прогноза нахождения нефтяных залежей: при резком недонасыщении вод углеводородными газами условия существования и сохранения неблагоприятны также и для нефтяных залежей, а перенасыщение вод газами, наоборот, сопутствует формированию этих последних. Однако при перенасыщении вод газами наличие нефтяных залежей в отличие от газовых необязательно.

Ввиду зависимости растворимости газов от ряда условий определение величин давления насыщения растворенных газов довольно сложно. Учитывая важность данного показателя, необходимо остановиться на методике расчета давления насыщения.

В результате газового анализа вод получают данные о содержании отдельных растворенных газов в пробе воды (в объемных единицах).

Прежде чем перейти непосредственно к определению давления насыщения газов, необходимо привести замеренные объемы газа к сухому состоянию и нормальным условиям, а затем рассчитать

объем газа, приходящийся на 1 л пластовой воды. Методика соответствующих расчетов излагается в специальных руководствах (В. Н. Корценштейн, 1963, и др.).

При расчетах упругости растворенных газов приходится иметь дело с двумя основными случаями: первый (более простой) — преимущественно однокомпонентный (обычно метановый) состав газа и давление ниже 150 кгс/см^2 , второй — сложный состав газа (например, 65% метана и 35% азота) и давление более 150 кгс/см^2 .

В первом случае можно пользоваться более простой методикой расчета, основанной на законе Генри — Дальтона. Расчет ведется по формуле

$$p_{\Gamma} = \frac{V_{\Gamma}}{k_{\Gamma}}, \quad (\text{XI.1})$$

где p_{Γ} — упругость растворенных газов,
 V_{Γ} — общая газонасыщенность воды;
 k_{Γ} — бунзеновский коэффициент растворимости данного газа в воде (см. гл. X).

При наличии в растворе нескольких различных газов (хотя бы в незначительных количествах) для каждого газа определяется парциальная упругость, а затем путем суммирования парциальных упругостей вычисляется общая упругость.

Для минеральных вод и рассолов при отсутствии прямых данных о растворимости в них газов в величины бунзеновских коэффициентов нужно вносить поправку на минерализацию воды. Эту поправку можно определить на основе уравнения Сеченова

$$\alpha = \alpha_0 \cdot 10^{-kC}, \quad (\text{XI.2})$$

где α — мольная доля растворимости газового компонента в минерализованной воде (чтобы перейти от объемных процентов к мольной доле данного газа, нужно величину в объемных процентах разделить на 100);

α_0 — мольная доля растворимости газового компонента в дистиллированной воде;

k — коэффициент уравнения Сеченова (так называемый коэффициент высаливания);

C — концентрация соли в г-экв/л воды при 20°C .

Методика расчетов упругостей для более сложных случаев детально разработана А. Ю. Намиотом и М. М. Бондаревой.

Согласно этой методике сначала рассчитывают, сколько миллиметров в выделенном из воды газе приходится на долю каждого компонента по формуле

$$b_i = b \frac{i}{100}, \quad (\text{XI.3})$$

где b_i — объем газового компонента (в мл), растворенный в 1 г воды;
 b — общий объем всех газовых компонентов (в мл), растворенный в 1 г воды;
 i — процент объема данного газового компонента от общего объема растворенных в воде газовых компонентов.

Далее, пользуясь составленными по экспериментальным данным графиками зависимости содержания растворенного метана и азота от давления при разных температурах (для метана — график О. Калберсона, для азота — Р. Вилбе и др.), определяют ориентировочные величины парциальных давлений насыщения, а суммируя их, — и величину общего давления насыщения растворенных газов. Эти величины, рассчитанные на основе закона Дальтона, можно считать лишь ориентировочно, так как при высоких давлениях и поликомпонентности газа они бывают далеки от истинных. Данные величины используются для точного определения давления насыщения методом последовательного приближения.

Принимая полученную ориентировочную величину давления насыщения за истинную, по специальным графикам, составленным А. Ю. Памнотом, находят соответствующие этому давлению и данной температуре константы равновесия газовых компонентов (метана и азота). Константы фазового равновесия газовых компонентов — отношения мольной доли компонента в газовой фазе к мольной доле данного газового компонента в растворе.

По графикам определяются константы фазового равновесия для неминерализованной воды. Константы фазового равновесия для минерализованной воды вычисляются затем по формуле

$$K'_i = K_i \cdot 10^{k_i h}, \quad (\text{XI.4})$$

где K'_i — константа равновесия i -го компонента в неминерализованной воде;

K_i — то же в минерализованной воде;

k_i — коэффициент высаливания (находится для данного газового компонента при данной температуре по экспериментальному графику Т. Моррисона);

n — минерализация воды в г-экв/л.

Затем по специальным графикам А. Ю. Памнота находят коэффициенты активности газовых компонентов в газовой смеси для данного состава газа при принятом давлении. Коэффициенты активности — это основанные на экспериментальных данных величины, на которые нужно делить константы равновесия, полученные для индивидуальных газов, при расчетах для газовых смесей. Уточненные константы равновесия получают по формуле

$$K_i = \frac{K_i^{\text{инд}}}{\gamma_i}, \quad (\text{XI.5})$$

где K_i — уточненная константа равновесия газового компонента;

$K_i^{\text{инд}}$ — константа равновесия индивидуального газа;

γ_i — коэффициент активности газового компонента в газовой смеси.

После этого вычисляют мольную долю отдельных газовых компонентов в растворе, пользуясь формулой

$$N_i = 0,8039 \cdot 10^{-3} b_i, \quad (\text{XI.6})$$

где N_i — мольная доля газового компонента в растворе;

b_i — то же, что и в формуле (XI.3).

Далее используют равенство

$$K_2 N_2 + K_3 N_3 + \dots + K_m N_m = 1. \quad (\text{XI.7})$$

Подставляя полученные значения констант равновесия и мольных долей газовых компонентов в это равенство, получают величину либо бóльшую, либо меньшую единицы. Это означает, что принятая величина давления насыщения либо меньше, либо больше истинной. Если в первом случае полученная по формуле (XI.7) величина больше единицы, то задаются более высоким давлением

и прделывают расчеты для этого значения. Если, во втором случае, по формуле (XI.7) получают величину, меньшую единицы, это значит, что истинное искомое давление находится где-то между этими двумя значениями. Принимая прямую пропорциональность между значением давления и величиной суммы в уравнении (XI.7), находим давление, при котором данная сумма будет равна единице. Это и будет искомое давление насыщения водорастворенных газов p_r .

Поскольку, как видно из изложенного, расчеты для определения упругости водорастворенных газов сложны и дают нередко недостаточно точные результаты, очень важное значение приобретает вопрос о возможности прямого определения упругости в скважине. Такой метод предложен И. К. Зерчаниновым.

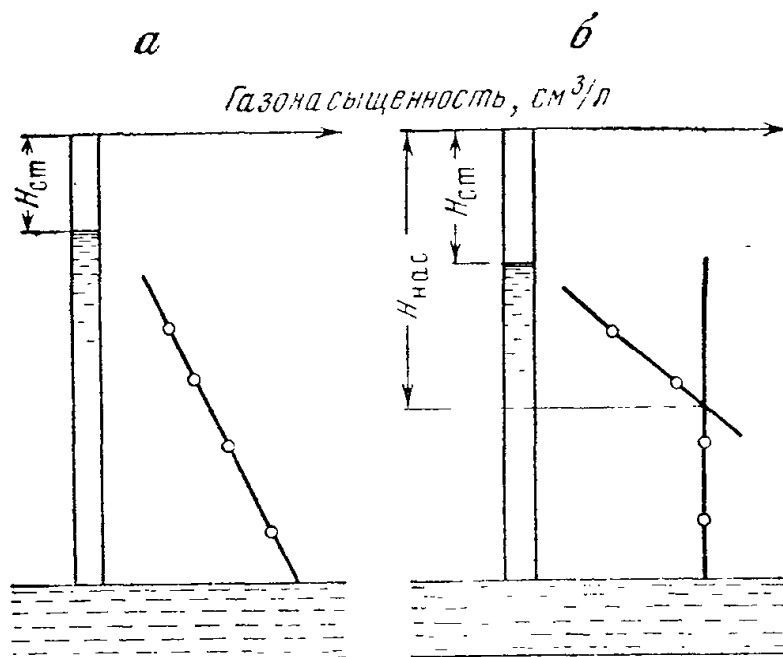


Рис. 64. График изменения газонасыщенности воды по глубине скважины (по И. К. Зерчанинову).

$H_{ст}$ — статический уровень в м; $H_{нас}$ — глубина, соответствующая точке перегиба кривой газонасыщенности, в м.

Суть метода состоит в том, что в четырех-пяти точках по стволу скважины последовательно сверху вниз по глубинным пробам определяют газонасыщенность воды. По полученным данным составляют график изменения газонасыщенности с глубиной. Эти графики могут быть двух видов (рис. 64). График на рис. 64, а показывает, что газонасыщенность воды в стволе скважины все время увеличивается (сверху вниз). Это значит, что упругость газов равна или даже больше давления на глубине забоя скважины. Следовательно, пластовая вода предельно насыщена растворенным газом. График на рис. 64, б показывает, что газонасыщенность увеличивается до определенной глубины, ниже которой наблюдается одинаковая газонасыщенность. Эта глубина перегиба кривой отвечает такому давлению столба воды в скважине, которое равно упругости водорастворенных газов. Определив эту глубину по графику и зная

статический уровень и плотность воды в скважине, нетрудно рассчитать упругость газов (давление насыщения):

$$p_r = \frac{(H_{\text{нас}} - H_{\text{ст}}) \rho_v}{10}, \quad (\text{XI.8})$$

где $H_{\text{ст}}$ — глубина статического уровня в м;

$H_{\text{нас}}$ — глубина точки перегиба кривой в м;

ρ_v — средняя плотность воды в скважине в г/см³.

§ 3. Показатели наличия нефти и газа

К числу гидрогеологических показателей наличия нефти и газа (нефтегазоносности) относятся геохимические особенности вод, обусловленные воздействием на воды нефти и газа, а именно: присутствие в водах компонентов, генетически связанных с нефтями и углеводородными газами (в том числе углеводородов, входящих в состав нефти и газа), а также отсутствие некоторых компонентов.

К числу гидрогеологических (гидрохимических, гидрогеохимических) показателей наличия нефти и газа относятся в первую очередь растворенные в водах углеводороды, как газообразные — этан, пропан, бутан и высшие гомологи (метан может считаться показателем наличия только газа), так и жидкие — бензол, толуол и другие члены их ряда, а также, по-видимому, некоторые более сложные органические вещества (жирные кислоты, фенолы и др.), далее высокие концентрации аммония, йода, «безаргонного» азота, наконец, наличие сероводорода, гидросульфидов и недонасыщение вод сульфатами.

Накопление в водах органических соединений, а также йода, аммония и т. п. действительно связано с нефтегазоносностью, но в самом широком понимании. Нефтегазоносность и нефтегазообразование — гораздо более широко распространенные процессы, чем формирование залежей нефти и газа; нефтегазоносность и связанные с ней гидрохимические признаки остаются и после разрушения залежей. Гидрохимические показатели могут использоваться только как предположительные, и именно при таком подходе их применение в комплексе с другими показателями может быть полезно и эффективно.

Однако важное значение может иметь характер распределения определенных показателей, особенно по отношению к ловушкам. Положительные аномалии в таком распределении, имеющие характер ореолов рассеяния, усиливают предположения о наличии залежей. Недавно детальные исследования ореолов рассеяния нефтяных и газовых залежей в подземных водах проведены А. С. Зингером и В. М. Матусевичем.

Из числа показателей, относящихся к газовому составу вод, наибольшее значение имеют гомологи метана. Наличие в водах ощутимых количеств растворенных гомологов метана — этана, пропана, бутана — является положительным признаком не-

фтеносности и чем больше их в составе растворенных газов, тем более достоверен этот показатель наличия нефти.

Метан может считаться показателем газоносности, лишь если он преобладает или почти преобладает в составе газов. Преобладание метана при отсутствии его гомологов говорит за газоносность и против нефтеносности. О наличии залежей можно судить, зная давление насыщения газов, либо по наличию явно выраженных ореолов рассеяния.

В последнее время в качестве прямого показателя наличия нефтяных залежей стали использовать содержание в водах бензола. Руководящее значение имеют аномалийные концентрации растворенного бензола, повышенные относительно фоновых и, следовательно, представляющие геохимический ореол залежи в водоносной части пласта.

В табл. 23 приводятся примеры ореольного распределения водорастворенного бензола у нефтяной залежи (W. Zarella, R. Mousan and oth., 1967).

Таблица 23

Район	Формация	Содержание бензола в рассоле, часть/млн	Расстояние до залежи, км
Нью-Мехико, США	Пенсильванская	10,7	0
		6,5	3,2
Саскачеван. Канада	Фробишер-Элайда	7,0	0
		4,5	1,6
		3,4	1,2
		2,2	2,8
		1,6	2,4
		1,0	8,9
Альберта, Канада	Ледюк	6,0—4,8	0
		3,4	0,8
		2,2	2,4
		1,8	4,4
		1,6	4,4
Западный Техас	Уолфкэмп	2,5	0,0
		1,2	1,2
		1,3	4,0
		0,9	8,0
		0,0	25,8

А. А. Карцевым, М. Я. Дудовой и О. Д. Дитерихс (а также А. С. Зингером и Т. Э. Кравчик) установлено, что гомологи бензола, представленные главным образом толуолом, распределены в подземных водах в общем аналогично самому бензолу и, следовательно, могут служить показателем нефтеносности наравне с последним. Воды «пустых» и содержащих залежи сухого газа ловушек характеризуются концентрациями суммы гомологов бензола, как правило, менее 0,1 мг/л, тогда как там, где есть нефть, содержание

гомологов бензола составляет более 0,1 мг/л, а в некоторых случаях и более 1 мг/л (по изученным водам кайнозойских и мезозойских горизонтов Предкавказья и Средней Азии и палеозоя Поволжья).

Из числа других органических компонентов вод намечается использование в нефтепоисковых целях летучих органических кислот (см. гл. X) и, возможно, некоторых других соединений. В. М. Матусевич, например, показал для Западной Сибири поисковое значе-

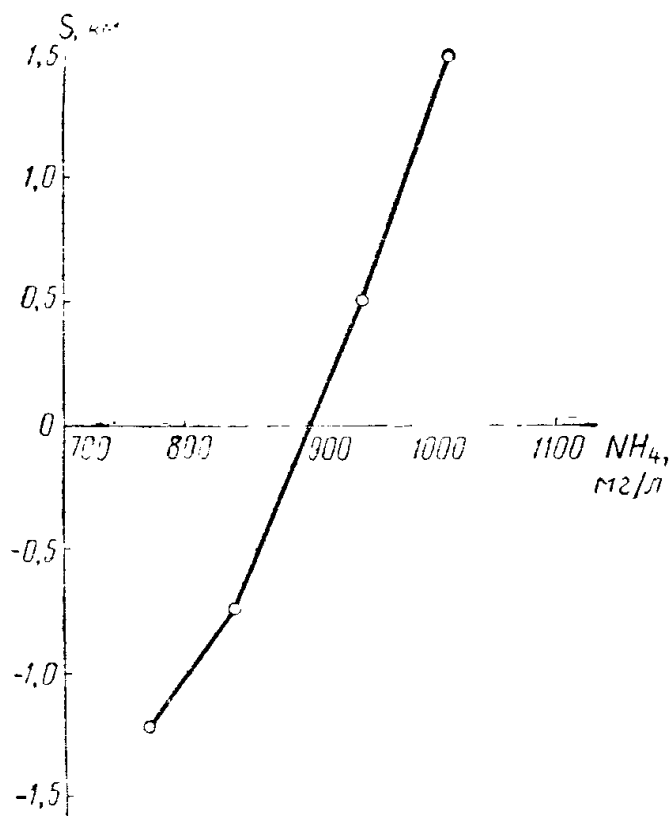


Рис. 65. Содержание аммония в рассолах межсолевого водоносного комплекса Осташковичского месторождения в зависимости от расстояния до контура нефтяной залежи (по Г. В. Богомолу и др.).

нием величины отношения органических анионов к гидрокарбонат-иону. Содержание аммония в водах нефтегазоносных отложений очень часто превышает 100 мг/л, иногда достигает 1 г/л. Наибольшие концентрации аммония наблюдаются в рассолах. Его относительное содержание, как правило, не превышает 1%-экв. Почти весь аммоний в природных водах генетически связан с органическим веществом. В водах нефтяных месторождений он частично (вероятно, в значительной части) образуется за счет азотсодержащих компонентов нефтей. Аммоний может накапливаться и за счет азота автохтонных органических веществ. Недавно распределение аммония в рассолах и водах различных нефтеносных областей было исследовано Г. В. Богомолым, А. В. Кудельским и сотрудниками АН БССР (1970). Максимальные концентрации аммония наблюдаются в девонских рассолах Припятского бассейна — до 5 г/л с лишним (а на Ельской площади определено содержание аммония почти 23 г/л, но это, по всей вероятности, изолированная межсолевая рассолоносная линза), в кембрийских рассолах Ангаро-Ленского бассейна — до 1,5—2 г/л, в других бассейнах — менее 1 г/л. При отсутствии нефти не встречены концентрации более 450 мг/л.

При использовании аммония в качестве показателя нефтеносности необходимо дифференцированно подходить к его концентрациям в разных районах, особо выделяя комплексы с галогенными толщами.

Интересно распределение аммония в рассолах межсолевого нефтеносного комплекса на Осташковичском месторождении в Белоруссии (рис. 65). На рис. 65 видно, что содержание аммония убывает по

мере удаления от нефтяной залежи. Налицо ореольный характер распределения, аналогичный рассмотренному выше для бензола. Следовательно, в данном случае аммоний попадает в воду из нефтяной залежи, а его ореольное распределение может рассматриваться как показатель наличия последней.

А з о т, растворенный в подземных водах в виде газа N_2 , генетически разнороден; часть его попадает туда через посредство инфильтрационных вод из атмосферы («воздушный» азот), часть образуется при разложении азотсодержащих органических веществ в породах, водах, нефтях («биогенный» азот); наконец, некоторая часть, возможно, имеет глубинное метаморфическое происхождение.

Для определения относительных долей азота разного происхождения пользуются (по предложению В. П. Савченко) отношением количеств азота и аргона.

Располагая данными о количестве воздушного аргона (определенными по изотопному составу аргона), можно обоснованно рассчитать и количество воздушного азота. Для этого используется известное отношение содержаний аргона и азота в атмосферном воздухе, равное $1,19/100$ *. Зная отношение содержания воздушного аргона к общему содержанию азота в исследуемом газе и деля это отношение на вышеприведенную константу, можно вычислить содержание в данном газе воздушного азота (в процентах от состава общего количества азота). Остальная часть азота представлена главным образом азотом органического происхождения с некоторой (?) примесью эндогенного и иногда называется «безаргонным» азотом.

В девонских рассолах Волго-Уральской нефтегазоносной провинции, например, доля «безаргонного» азота достигает 100% от всего азота. Но уже и меньший процент «безаргонного» азота может служить положительным признаком нефтегазоносности. Значение этого показателя сходно со значением такого показателя, как высокая концентрация аммония, хотя несколько уступает последнему, так как азот сохраняется и в окислительных условиях, где аммоний разрушается.

Но следует учитывать, что бóльшая по отношению к метану доля азота, даже органогенного, является отрицательным (относительно) показателем.

О значении й о д а как показателя нефтегазоносности сказано выше (гл. VII). Накопление йода в водах сопутствует нефтегазообразованию, поэтому большие концентрации его в подземных водах являются положительным признаком наличия нефти и газа.

О нефтепоисковом значении б р о м а также говорилось в главе VII.

Положительным признаком наличия нефти и газа могут служить очень низкие величины хлор-бромного коэффициента (менее 50), обусловленные значительной примесью брома органического генезиса, связанного с нефтегазообразованием.

* В растворенных газах следует вводить поправку на растворимость.

Восстановленные формы серы — в первую очередь сероводород и гидросульфиды — генетически могут быть связаны с процессами анаэробного окисления углеводов и поэтому могут служить признаками наличия и в то же время разрушения нефти и газа. Следует учитывать, что образование сероводорода и гидросульфидов в результате анаэробного окисления метана развито также в торфяниках и угольных пластах.

Сода является продуктом реакций между углеводородами и сульфатом натрия и потому может считаться также спутником нефти и газа. Но это только один из путей накопления соды в природных водах. Гидрокарбонат натрия накапливается в водах также и при выветривании (с участием углекислоты) натриевых полевых шпатов. Но в этом случае в катионном составе вод преобладает обычно кальций. В хлоридных и гидрокарбонатных подземных водах с преобладанием натрия сода в основном является продуктом реакций восстановления сульфатов углеводородами.

Нефтегазопроисхождение соды в этих последних случаях сходно со значением других продуктов тех же реакций — сероводорода и гидросульфидов.

Недонасыщенность сульфатами. В результате восстановления сульфатов нефтяными углеводородами воды полностью десульфатируются или сохраняют лишь незначительное количество сульфатов. Однако бессульфатность и малая сульфатность вод некоторых типов могут быть обусловлены малой растворимостью в них сульфатов. Поискное значение имеет недонасыщенность вод сульфатами при данном химическом составе и данных термодинамических условиях. Такая недонасыщенность может быть связана только с восстановлением сульфатов углеводородами, а следовательно, с наличием нефти и газа.

Примеры определения степени насыщенности вод сульфатами даны в работах А. Шеллера (H. Schoeller, 1962), Э. Е. Лондон, Б. В. Озолина. По А. Шеллеру, для того чтобы определить степень насыщенности воды сульфатами, необходимо знать содержание в воде сульфат-иона и иона кальция¹, ионную силу раствора, температуру. Ионная сила раствора в огромном большинстве минеральных вод и рассолов зависит главным образом от содержания хлорида натрия, поэтому данную величину можно определить по вычисленному содержанию хлорида натрия. Зная содержания сульфата кальция и хлорида натрия и пользуясь таблицами зависимости предельной растворимости сульфата кальция от содержания хлорида натрия и соответствующей ионной силы раствора, можно определить, насыщена или недонасыщена вода сульфатом, а если недонасыщена, то насколько.

¹ Достаточно учитывать только сульфат кальция, так как сульфаты натрия и магния обладают слишком большой растворимостью и поэтому трудно говорить о полном насыщении вод этими солями.

А. Шеллер предложил также пользоваться особым логарифмическим графиком, позволяющим определять соотношение произведения растворимости ионов Ca^{2+} и SO_4^{2-} в воде и ионной силы данного раствора. Зная это соотношение, можно затем по специальным таблицам определить степень насыщенности воды сульфатами.

Б. В. Озолин для определения сульфатонасыщенности вод предложил полуэмпирическую формулу

$$C_{\text{SO}_4} = \frac{110}{d^2 C_{\text{Ca}}}, \quad (\text{XI.9})$$

где C_{SO_4} — насыщающая концентрация SO_4^{2-} в мг-экв/100 г;
 C_{Ca} — концентрация кальция в мг-экв/100 г;
 d — плотность воды в г/см³.

Э. Е. Лондон предложила определять «дефицит насыщения» вод сульфатами K_d и степень недонасыщенности вод сульфатами $K_{нд}$, пользуясь следующими формулами:

$$K_d = K_{пр} - K_{ф}, \quad (\text{XI.10})$$

где $K_{пр}$ — предельная растворимость сульфатов (соответствует C_{SO_4} в (XI.8);

$K_{ф}$ — фактическое содержание сульфат-иона;

$$K_{нд} = \frac{K_d}{K_{пр}} K_{ф}, \quad \% . \quad (\text{XI.11})$$

С. М. Катченков, М. С. Гуревич и другие исследователи отметили, что в водах нефтегазоносных отложений отсутствуют некоторые редкие и рассеянные металлы, содержащиеся в повышенных концентрациях в самой нефти; в то же время они встречаются в водах отложений, не содержащих нефти и газа. К этим металлам относятся в первую очередь ванадий и никель, затем хром, кобальт, цирконий и некоторые другие. С. М. Катченков предположил, что эти элементы переходят из воды в нефть в результате различия окислительно-восстановительных потенциалов. Новые подтверждающие это положение факты получены В. А. Терещенко при исследовании подземных вод Украины.

Однако установлены и явления иного рода, а именно — повышенные содержания ряда металлов в водах вблизи нефтяных залежей (А. Э. Конторович, 1963; G. Rittenhouse and oth, 1964 и др.). В. М. Матусевич недавно хорошо показал, что, например, в некоторых пластах нефтяного месторождения Усть-Балык содержания в водах никеля, меди, молибдена, кобальта и серебра по мере удаления от залежи закономерно падают, образуя очень четкие ореолы вокруг залежи. Этот автор даже рекомендует повышенное содержание Ni в водах в качестве одного из наиболее информативных признаков продуктивности пластов для Западной Сибири (наряду с содержанием бензола и некоторыми другими параметрами).

По-видимому, подобное же значение имеет аномальное распределение радия и урана — повышенные концентрации первого из

них могут использоваться в некоторых случаях в качестве критерия близости нефтяных и газовых залежей (см. гл. X). Это показано В. М. Щепакон, С. А. Сааковым и другими исследователями. Согласно С. А. Саакову непосредственно для оценки надо брать коэффициент обогащения, равный отношению фактической величины концентрации радия к известной фоновой, и по его изменению примерно определять направление, в котором находится залежь нефти или газа. По В. М. Щепакону лучше использовать не просто концентрацию радия, а величину $\frac{Ra \cdot 10^{12}}{M}$ (относительную обогащенность вод радием).

§ 4. Показатели условий формирования залежей нефти и газа

К числу показателей условий формирования залежей нефти и газа можно отнести: 1) абсолютную и относительную длительность элизионных этапов гидрогеологической истории, особенно последнего этапа; 2) показатель интенсивности элизионного водообмена ПИЭВ, особенно в течение последнего этапа.

Значение этих показателей для оценки перспектив нефтегазонаосности сводится к следующему: чем больше длительность элизионных этапов и показатель интенсивности элизионного водообмена на протяжении гидрогеологической истории, тем больше при прочих равных условиях вещества участвовало в нефтегазонакоплении и, следовательно, тем большие запасы нефти и газа могли образоваться.

Показатель интенсивности элизионного водообмена был впервые применен для оценки перспектив нефтегазонаосности нижнемеловых отложений Восточного Предкавказья и Западного Прикаспия. С этой целью была составлена карта (рис. 66), на которой показаны три зоны: южная, соответствующая Прикумскому поднятию с прилегающими впадинами, средняя, занимающая восточную часть погребенного кряжа Карпинского и смежные участки впадин, и наконец, северная, включающая Астраханское поднятие и окрестные районы. В южной зоне величина ПИЭВ достигает 2, в средней — 0,6, в северной — менее 0,5. Следовательно, согласно принятой концепции, гидрогеологические условия формирования скоплений нефти и газа в количественном отношении были наиболее благоприятными в южной зоне и наименее благоприятными — в северной. Оценка перспектив нефтегазонаосности по данному показателю является наиболее высокой для южной зоны, наиболее низкой для северной и средней для промежуточной (район восточной части кряжа Карпинского). Данные о фактическом распределении нефтегазонаосности согласуются с приведенной оценкой перспектив: в южной зоне (Прикумский район) известно большое число довольно крупных нефтяных залежей, в средней зоне (восточная часть кряжа Карпинского) известны только небольшие залежи, в северной зоне (Астраханский район), несмотря на большой объем поисково-раз-

ведочных работ, промышленных скоплений нефти и газа не обнаружено.

Недавно Д. А. Назаровым предложена оригинальная методика палеогидрогеологической оценки перспектив нефтегазоносности локальных ловушек. Оценка дается в зависимости от количества седиментогенных вод, протекавших через ловушку, и пространственного положения ловушки по отношению к направлению потока

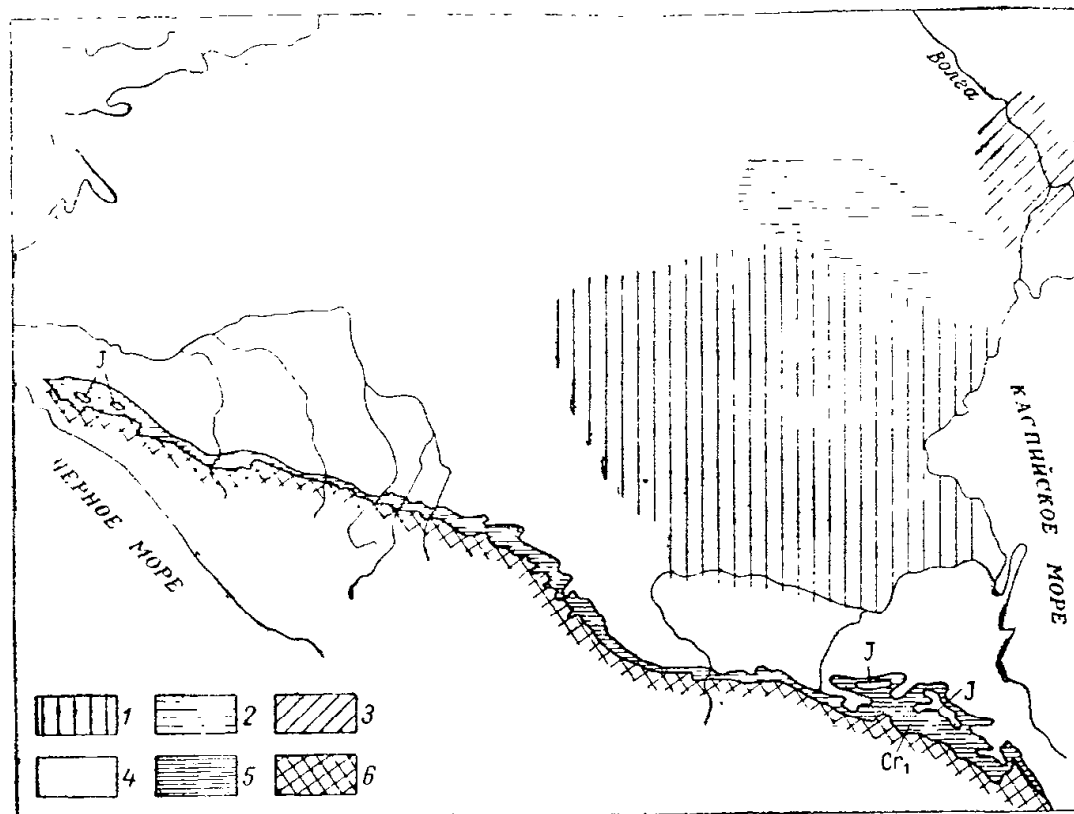


Рис. 66. Карта показателя интенсивности элизионного водообмена для нижнемеловых отложений Предкавказья и Астраханского Поволжья (по А. А. Карцеву, С. Б. Вагину).

Области с показателем интенсивности элизионного водообмена: 1 — > 1 ; 2 — от 0,5 до 1,0; 3 — $< 0,5$; 4 — области отсутствия данных; 5 — выходы нижнемеловых отложений на поверхность; 6 — область отсутствия нижнемеловых отложений.

этих вод (наилучшим положением считается центр палеопьезоминаума, наихудшим центр палеопьезомаксимума — «водораздел» седиментогенных вод). Применение данной методики в Восточном Предкавказье дало хорошие результаты.

§ 5. Показатели условий сохранения (разрушения) нефти и газа

В числе показателей условий сохранения и разрушения нефти и газа известны и гидрохимические, и гидродинамические, и палеогидрогеологические показатели.

В соответствии с тем, что существуют механическое, физико-химическое, химическое и биохимическое разрушения залежей нефти и газа (см. гл. X), можно выделить гидрогеологические показатели этих отдельных видов разрушения. Но это деление не будет

совпадать с делением показателей на гидрохимические, гидродинамические и т. п. Так, высокая минерализация вод может рассматриваться не только, как показатель благоприятных химических, но и как косвенный показатель благоприятных гидравлических условий сохранения залежей.

Гидродинамические и общегидрогеологические показатели. Прямыми и наиболее точными гидрогеологическими показателями условий сохранения залежей нефти и газа от механического разрушения водами служат величины гидравлических уклонов, не превышающие предельных значений, приведенных в табл. 20 (имеются в виду уклоны на участке расположения ловушек).

Залежи не могут сохраняться при данных гидравлических уклонах, если углы падения на крыльях ловушек меньше указанных в табл. 21. Но это относится только к проточным сводовым ловушкам.

Данный критерий был применен В. Е. Лещенко для палеозойских отложений южной части Печорской впадины и дал удовлетворительные результаты. Исходя из имеющихся данных по гидравлическим уклонам, этот автор подсчитал, что минимальный угол падения крыльев структуры-ловушки по течению пластовых вод, необходимый для удержания залежей нефти, в этом районе должен быть больше $0^{\circ} 30' - 0^{\circ} 55'$. Ловушки, имеющие падение крыльев по потоку меньше или соизмеримое с указанными расчетными минимальными углами, оказываются «пустыми» (Тэбукская) или содержащими лишь экранированные залежи (Велью, Кыка-Ель), а ловушки с крутыми углами падения крыльев — в большей или меньшей степени заполненными нефтью (Пашнинская, Западный Тэбук, Джьер и др.).

Если нет количественных данных о гидравлическом уклоне, можно привлечь общие данные о строении бассейна (например, по табл. 7) для ориентировочного суждения о вероятности вымывания залежей.

Благоприятными признаками можно считать большое расстояние между зоной создания напора и очагами разгрузки и невысокое гипсометрическое положение зон инфильтрационного создания напора, а также наличие местных участков возможной застойности вод, связанных с тектоническими экранами и ухудшением коллекторских свойств пород.

Гидрогеохимические показатели. Гидрогеохимические показатели условий сохранения нефти и газа и их залежей использовались шире всех прочих. По некоторым из них можно судить об условиях сохранения залежей от химического разрушения, по другим — об условиях сохранения от физико-химического разрушения, по третьим — об условиях сохранения от размыва.

Бессульфатность вод, как и отсутствие в водах молекулярного кислорода, является показателем благоприятных химических условий сохранности залежей нефти и газа. Однако исчезновение суль-

фатов из состава вод возможно при выпадении в осадок уже после разрушения залежей. Поэтому без учета исторического развития геохимических процессов этот показатель в общем случае нельзя признать достаточным. Точно так же, в высокосульфатных водах, хотя и нельзя ожидать длительного сохранения залежей, во всяком случае нефтяных, но некоторое время крупные залежи могут еще сохраняться. Для оценки роли сульфатности вод в историческом разрезе можно использовать расчет минимальных сроков окисления залежей (см. гл. X и ниже).

Большие концентрации в водах сероводорода и углекислоты указывают на далеко зашедшие процессы окисления. Поэтому сероводород, который является положительным признаком наличия нефти и газа, в большой концентрации следует рассматривать как отрицательный признак сохранности нефти и газа¹; месторождения сульфидных вод — наследники нефтяных месторождений.

Сульфатность или бессульфатность вод является показателем условий сохранения и разрушения не только залежей нефти и газа, но также и вообще нефти и газа.

К числу гидрохимических показателей условий сохранения залежей нефти и газа можно помимо рассмотренных отнести значительную и высокую общую минерализацию вод при отсутствии соляных пластов и штоков, высокую относительную хлоридность вод, особенно хлоридно-кальциевый тип воды по Сулину, высокое содержание брома и низкие величины хлор-бромного коэффициента, высокое содержание гелия и высокие значения гелий-аргонового коэффициента и некоторые другие. Все эти показатели косвенно свидетельствуют о благоприятных условиях сохранения залежей от механического разрушения. Они являются некоторым суррогатом прямых гидродинамических показателей и не могут как сульфатность служить доказательством существования условий сохранения углеводородов от химического разрушения. Не всегда и не все эти признаки обязательны. Все они косвенно характеризуют степень подвижности и древности вод.

Такой показатель, как давление насыщения растворенных газов, свидетельствует об условиях сохранения залежей газа от растворения.

П а л е о г и д р о г е о л о г и ч е с к и е и к о м п л е к с н ы е п о к а з а т е л и. Значение палеогидрогеологических показателей вытекает из того, что при благоприятных условиях сохранения залежей нефти и газа в настоящее время могли быть этапы разрушения залежей вследствие действия гидрогеологических факторов в прошлом.

К числу палеогидрогеологических показателей условий сохранения (разрушения) залежей нефти и газа можно отнести: 1) абсолютную

¹ В последнее время выявляется все больше и больше случаев наличия очень высоких концентраций сероводорода в водах весьма глубоко залегающих горизонтов, где гипергенные процессы невозможны.

и относительную длительность инфильтрационных этапов в истории района или комплекса после образования залежей; 2) показатель интенсивности инфильтрационного водообмена (ПИИВ) на этапах, следовавших за временем образования залежей; 3) отношение между временем существования (возрастом) залежей и минимальным сроком полного окисления залежей, вычисленным по формуле (X.8).

Наиболее благоприятными палеогидрогеологическими условиями для сохранения углеводородов служат: а) сохранение в нефтегазоносных отложениях в продолжении всей их истории седиментогенных вод или же б) сохранение там древних инфильтрационных вод при формировании залежей позже соответствующего древнего инфильтрационного этапа. Однако эти наиболее благоприятные условия необязательны. Более общими требованиями могут считаться: минимальная величина показателя интенсивности инфильтрационного водообмена после образования залежей нефти и газа и минимальная длительность инфильтрационного этапа (этапов) после этого времени. Нельзя указать определенных величин ПИИВ и длительности инфильтрационных этапов, безусловно разрушающих залежи. Имеющиеся материалы показывают, что многократное «промывание» инфильтрационными водами нефтегазоносных отложений необязательно ведет к полному разрушению нефтяных и газовых залежей (например, караган Северо-Восточного Предкавказья). Для полного разрушения залежей необходимы соответствующие гидродинамические и гидрогеохимические условия — определенные величины гидравлических уклонов (в соотношении со строением ловушек) и сульфатности вод.

Комплексный палеогидрогеологический показатель условий сохранения залежей нефти и газа — минимальный срок полного окисления углеводородов в залежах, определяемый по формуле (X.8). Этот показатель говорит об условиях сохранения залежей от химического разрушения, но учитывает и гидродинамические элементы. Использовать этот показатель можно, руководствуясь табл. 21, составленной для газовой залежи с запасом 10 млрд. м³ газа и нефтяной залежи с запасом 10 млн. т нефти. Для залежей других размеров можно ввести соответствующие поправки.

Величину минимального срока полного окисления залежей $\tau_{ок}$ растворенными сульфатами можно использовать различным образом. Так, для двух и большего числа районов можно провести сравнительную оценку: чем больше минимальные сроки полного окисления, тем при прочих равных условиях больше перспективы (отдельно) по газу и по нефти.

Кроме того, если известен возраст залежей, то сопоставляя эту величину τ с минимальными сроками полного окисления $\tau_{ок}$, можно делать определенные выводы. Если минимальные сроки полного окисления значительно больше возраста залежей, т. е. $\tau_{ок} > \tau$, то фактор химического разрушения для залежей данного района можно сбросить со счета; если же, наоборот, $\tau_{ок} < \tau$, то общая оценка перспектив нефтегазоносности должна быть сильно снижена.

Надо отметить, что при подобных расчетах необходимо выбирать средний размер (запас) залежей или же вести расчеты для залежей различных размеров отдельно.

Для учета одновременно условий формирования и разрушения (сохранения) нефтяных и газовых залежей можно применить комбинирование некоторых рассмотренных выше показателей. Так,

в качестве ориентировочного критерия для сравнения различных районов может служить коэффициент e , представляющий собой отношение суммы времени элизионных этапов τ_e к сумме времени инфильтрационных этапов τ_i для истории изучаемых комплексов осадков

$$e = \frac{\tau_e}{\tau_i}. \quad (\text{XI.12})$$

Чем продолжительнее элизионные и более кратковременны инфильтрационные этапы, тем этот коэффициент больше по своему числовому значению, а следовательно, и более благоприятны (при прочих равных факторах) условия для формирования и сохранения залежей нефти и газа. В случае преобладания инфильтрационных этапов величина этого коэффициента может быть меньше единицы (раскрытые районы), что указывает на общие неблагоприятные условия для формирования и сохранения залежей углеводородов. Рассчитанные таким образом величины коэффициентов для Восточного Предкавказья, платформенной части Средней Азии и для Западно-Сибирской низменности приведены в табл. 24.

Таблица 24

Районы Западной Сибири				Средняя Азия	Восточное Предкавказье
западный	центральный	северный	южный		
4,4	4,4	4,4	2,3	3,5	2,7

Средневзвешенная величина коэффициента e по площади 3,8.

Наиболее высокие значения коэффициентов e характерны для центрального, северного и западного районов Западно-Сибирской низменности и ниже для южного района. Эти данные не противоречат оценке перспектив нефтегазоносности по геологическим, геохимическим и другим показателям, проведенной коллективом авторов под руководством Н. Н. Ростовцева (1963, 1966) и фактическим данным о распределении нефти и газа.

Несколько ниже этот коэффициент для Восточного Предкавказья и Средней Азии, что объясняется довольно большой продолжительностью там инфильтрационных этапов. Естественно, что коэффициент e может применяться лишь для самой ориентировочной качественной характеристики перспектив нефтегазоносности, особенно для районов слабо изученных в палеогеологическом отношении.

§ 6. Показатели наличия ловушек нефти и газа

Совершенно особое место в комплексе нефтегазопроисловых показателей занимают показатели наличия ловушек нефти и газа. Как следует из изложенного выше (см. гл. X), ловушки нефти и газа

бывают связаны с очагами разгрузки водонапорных нефтегазоносных комплексов. Это связь и лежит в основе гидрогеологических показателей наличия ловушек нефти и газа. Своеобразие этих последних показателей заключается в том, что в основном они выявляются при изучении верхних водоносных горизонтов, расположенных над нефтегазоносными комплексами, в то время как все рассмотренные выше гидрогеологические показатели связаны непосредственно с водами самих нефтегазоносных комплексов.

Среди данной группы показателей можно различать: а) гидродинамические и общегидрогеологические; б) гидрохимические; в) гидрогеотермические. Первые имеют наиболее прямой смысл, тогда как гидрохимия может лишь косвенно свидетельствовать о наличии очагов разгрузки и ловушек.

Гидродинамические и общегидрогеологические показатели. Как говорилось выше (см. гл. X), пьезомаксимумы свидетельствуют о питании данного водоносного комплекса за счет нижележащих и, следовательно, о наличии в данном месте очагов разгрузки этих последних.

Сюда надо отнести «водяные купола» в горизонтах грунтовых вод, т. е. подпор грунтовых вод напорными, вызывающий местный подъем зеркала грунтовых вод. Многие исследования показали, что часто нефтяные и газовые месторождения приурочены к районам разгрузки подземных вод, где имеются восходящие родники (например, Западная Туркмения).

Разновидность этого случая могут представлять и грязевые вулканы. Но они указывают не столько на наличие ловушек (которых в их пределах может и не быть), сколько на наличие газа.

Гидрохимические показатели. Гидрохимические показатели могут лишь косвенно свидетельствовать о наличии ловушек, но ввиду большей простоты их выявления по сравнению с гидродинамическими их значение на практике пока больше.

Основное значение имеют гидрохимические аномалии в верхних горизонтах — грунтовых и напорных, обязательным условием которых является превышение пьезометрического уровня нижнего водоносного горизонта (комплекса) над пьезометрическим уровнем верхних напорных горизонтов и уровнем грунтовых вод в данном районе. Разгрузка нижнего водонапорного комплекса происходит через водоупор и по рассекающим этот водоупор мелким трещинам, наиболее обильным в местах расположения антиклиналей, куполов, флексур и т. п.

Схема образования гидрохимической аномалии в верхних горизонтах дана выше (см. гл. X). Наиболее отчетливо гидрохимические аномалии обычно проявляются в напорных горизонтах, тогда как в грунтовых и поверхностных водах они часто маскируются различными гипергенными факторами. Примеры первого вида гидрохимических аномалий (глубинных) можно увидеть в табл. 25 и на рис. 67 (по В. А. Кротовой, 1959).

Как видно из табл. 25, на участках гидрохимических аномалии в пределах Волго-Уральской нефтегазоносной области воды верхних горизонтов (перми) обогащаются хлором и бромом и обедняются сульфатами. В некоторых случаях аномалия появляется и в газовом составе вод.

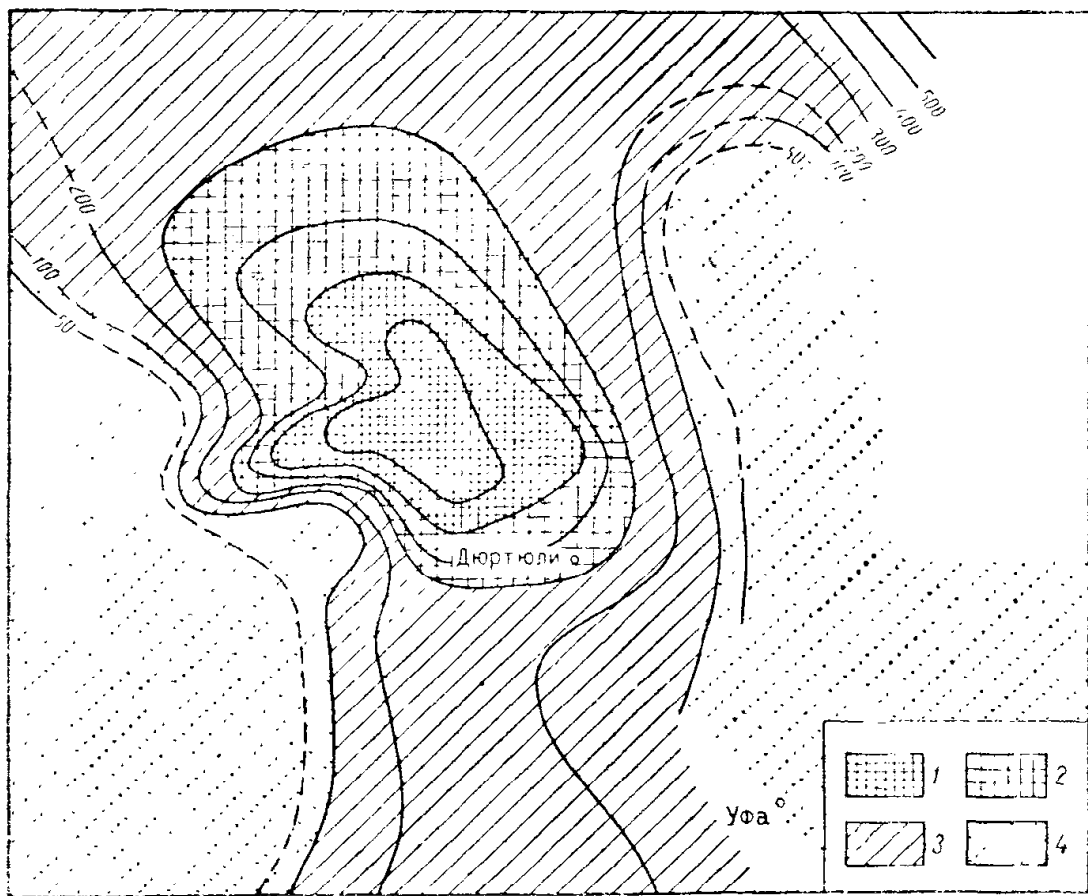


Рис. 67. Гидрохимические аномалии в нижней перми в низовье р. Белой (по В. А. Кротовой).

Минерализация в мг-экв/100 г: 1 — > 500; 2 — 500—300, 3 — 300—100, 4 — < 100.

Таблица 25

Гидрохимические показатели	Пермские воды				Девонские воды	
	Фоновые		аномальные		Фоновые	
	Новые Ключи, 450 м	Муханово, 440 м	Пилюгино, 570 м	Жуковка, 650 м	Пилюгино, 2800 м	Красная Поляна, 2600 м
Σ , мг-экв/100 г	821	806	800	909	839	810
Ca, %-экв	3	2	14	20	17	25
Mg, %-экв	1	2	7	7	5	3
Na, %-экв	46	46	29	23	28	22
rNa/rCl	0,92	0,94	0,58	0,46	0,55	0,42
Cl/Br	1278	1481	213	132	111	89
$\frac{SO_4 \cdot 100}{Cl}$	0,6	0,9	0,3	0,1	0,1	0,1
Br	134	113	782	1482	1592	1920

Глубинные гидрохимические аномалии могут выявляться в ряде случаев при неглубоком бурении, в том числе при структурном бурении. Гидрохимические аномалии в грунтовых и поверхностных водах устанавливаются гидрохимической съемкой. Для обнаружения аномалии предварительно должен быть установлен гидрохимический фон, т. е. состав грунтовых и поверхностных вод, характерный для данного района.

В качестве гидрохимических показателей, по которым составляют карты и профили и выявляют фон и аномалии, используют общую минерализацию вод, хлоридность и сульфатность и ряд других показателей. Общая минерализация грунтовых вод под влиянием подтока глубинных вод, как правило, должна возрастать. Однако в областях поверхностного засоления установить такое возрастание минерализации не всегда возможно.

Более надежными показателями являются величины коэффициентов $\frac{r \text{ Cl}}{r \text{ SO}_4}$ и $\frac{r \text{ Cl} - r \text{ Na}}{r \text{ Mg}}$. Относительная сульфатность под влиянием глубинных вод должна убывать и в областях поверхностного засоления, так как последнее обычно бывает сульфатным. Но и здесь могут быть исключения. Величина $\frac{r \text{ Cl} - r \text{ Na}}{r \text{ Mg}}$ как показатель метаморфизации воды под влиянием глубинных вод должна возрастать.

Во всех случаях важны не столько абсолютные значения, сколько их отклонения от величин, составляющих фон. Гидрохимический фон зависит главным образом от климата и рельефа. С возрастанием сухости климата растет соленость вод. Внутри однородных климатических зон минерализация и состав грунтовых вод регулируются рельефом: наибольшая минерализация связана с бессточными впадинами. На сухих бессточных участках, где идет поверхностное соленакопление, в то же время может наиболее ярко проявляться влияние глубинных рассолов, там могут быть и наиболее четкие гидрохимические аномалии. При наличии стока на более влажных участках, где идет рассоление, гидрохимические аномалии не могут быть выражены очень ярко: воды разбавляются, соли уносятся.

Помимо климата и рельефа на характер гидрохимических аномалий оказывает влияние также состав коренных пород. Погребенные соляные купола влияют принципиально так же, как и очаги разгрузки глубинных рассолоносных горизонтов, но обычно более значительно. Совершенно особый случай наблюдается там, где недалеко от земной поверхности залегают толщи гипсов и ангидритов: здесь могут отмечаться сульфатные гидрохимические аномалии.

Кроме величин аномалийных и фоновых значений важна и форма аномалийных участков. Она может зависеть от тектоники и от рельефа. При прямом рельефе форма гидрохимической аномалии может быть кольцевой, что объясняется оттоком вод в пониженные места.

Следует учитывать, что при резком несовпадении пластов разных тектонических этажей гидрохимические аномалии могут отражать очаги разгрузки горизонтов верхнего этажа; если при этом нефтегазоносны отложения лишь нижнего тектонического этажа, гидрохимические аномалии невозможно интерпретировать с целью поисков нефти и газа.

Некоторое значение при изучении гидрохимических аномалий имеют и такие показатели, как высокие концентрации углеводородов, аммония, нитратов (продуктов окисления аммония при наличии кислорода). Они могут считаться предположительными признаками нефти и газа в низезалегающих водоносных комплексах.

Пример гидрохимических аномалий в грунтовых водах показан на рис. 68.

§ 7. Виды нефтегазопроисловых гидрогеологических исследований и комплексное использование гидрогеологических показателей при оценке перспектив нефтегазоносности

Гидрогеологические исследования с нефтегазопроисловыми целями проводятся на различных этапах поисковых работ как в виде специальных съемок, так и в виде тематических исследований с использованием гидрогеологических материалов главным образом по глубоким скважинам, и по другим водопунктам.

Желательно, чтобы в основе всех нефтегазопроисловых гидрогеологических исследований лежало гидрогеологическое районирование с выделением природных водонапорных систем, подземных водных бассейнов, их границ, зон питания, создания напора, зон разгрузки. Такое районирование может опираться частично на общегеологические и орогидрографические данные. Оценка перспектив нефтегазоносности по гидрогеологическим показателям дает наилучшие результаты, если при этом исходят из рассмотрения бассейна в целом. Изучение отдельных районов, которые являются частями бассейна, должно проводиться с учетом их регионального гидрогеологического положения.

Гидрогеологические критерии могут быть использованы на различных этапах поисково-разведочных работ: а) при сравнительной оценке перспектив нефтегазоносности новых малоизученных областей, б) на этапе региональных поисковых работ, в) на стадии детальных поисков, г) на стадии поискового бурения и т. п. При этом гидрогеологические критерии должны применяться для решения конкретных

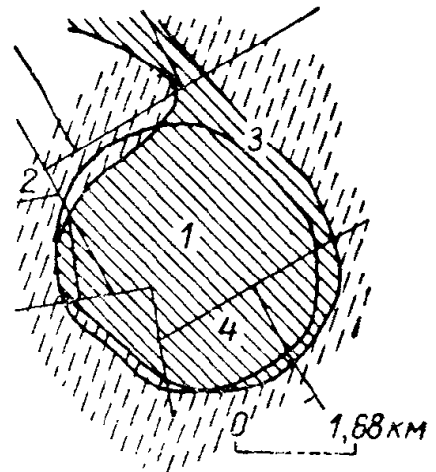


Рис. 68. Карта гидрохимической аномалии в грунтовых водах, обусловленной влиянием более глубоких горизонтов (по А. И. Леворсену).

1 — купол Барбер-Хилл; 2 — «щелочные» воды; 3 — жесткие воды; 4 — контур соляного штока.

задач, важнейшими из которых являются следующие: 1) выявление нефтегазоносных толщ (т. е. толщ, с которыми может быть связана промышленная нефтегазоносность); 2) выявление зон с благоприятными условиями сохранности залежей нефти и газа; 3) выявление месторождений и залежей нефти и газа.

При сравнительной оценке перспектив нефтегазоносности новых малоизученных областей и на стадии предварительных нефтегазопромысловых работ гидрогеологические данные либо извлекают из общегеологических и орографических материалов, либо используют для этого материалы общих или специальных гидрогеологических и гидрохимических съемок, либо, наконец, их получают в результате опорного бурения.

Гидрогеологическое районирование и изучение общих гидрогеологических условий должны способствовать использованию всех нефтегазопромысловых гидрогеологических показателей, а также решению вопросов нефтегазопромысловой гидрогеологии. В зависимости от того, известна в данном районе или стратиграфическом комплексе нефтегазоносность или неизвестна, основное внимание необходимо обращать на показатели наличия нефти и газа или на показатели условий сохранения нефти и газа. Если присутствие нефти и газа доказано, показатели первой группы значения не имеют. Гидрогеологические показатели наличия залежей газа (давление насыщения растворенных газов) на предварительном этапе поисков могут быть получены лишь при проведении опорного бурения с отбором глубинных проб вод.

Специальные гидрохимические съемки на отдельных участках выявляют главным образом показатели наличия ловушек (гидрохимические аномалии), но на предварительном этапе поисков в районах с еще не выявленной нефтегазоносностью они используются и для получения показателей наличия нефти и газа.

Гидрохимические съемки по грунтовым водам целесообразны не при любых условиях: постановка их неэффективна при влажном климате, при очень глубоком врезе речной сети, при несовпадении тектонических планов верхнего неперспективного этажа и нижнего перспективного.

На этапе детальных поисковых работ основное значение приобретают гидрогеологические данные, получаемые в результате структурного и поискового бурения и опробования пластов. К сожалению, гидрогеологические возможности структурного бурения использовались до сих пор слабо. Между тем таким путем можно, как показано выше, наиболее полно выявлять гидрохимические аномалии в верхних горизонтах — показатели наличия ловушек нефти и газа.

При поисковом бурении особенно важное значение имеет получение показателей наличия залежей газа — данных о давлении насыщения растворенных в водах газов. Для этого необходимы отбор глубинных проб вод и замеры статических уровней вод. Последние совершенно необходимы также для общегидрогеологиче-

ского изучения бассейнов, результаты которого используются в дальнейшем нефтегазопромышленной гидрогеологией (см. гл. XII). Отсутствие или некачественное проведение своевременных замеров

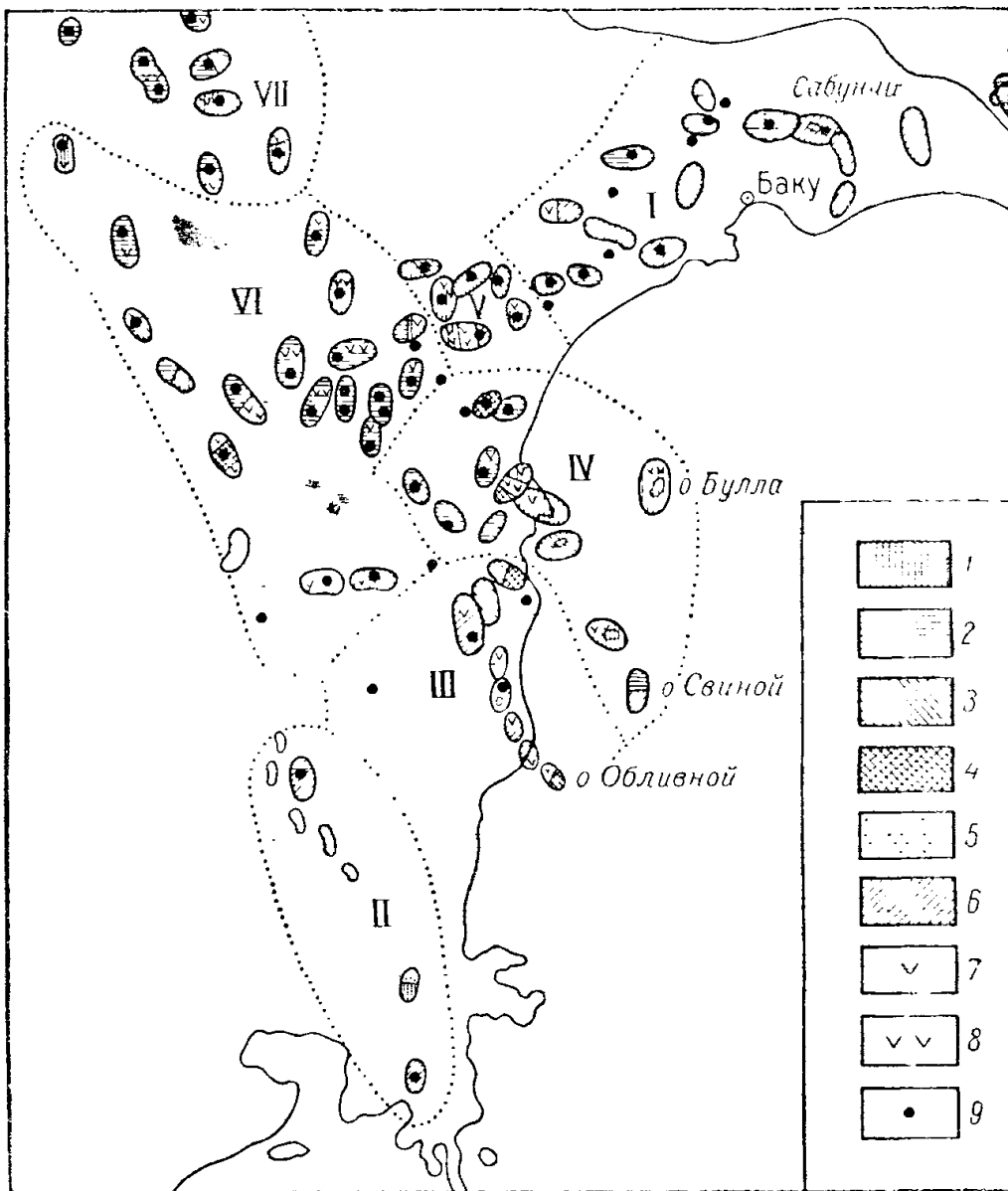


Рис. 69. Карта прогноза нефтеносности Азербайджана по гидрогеологическим показателям (по В. А. Сулину).

Зоны высокой промышленной нефтеносности: I — Апшеронский п-ов, II — Прикуринский р-н; III — перспективная на нефть Пирсагатская зона; зоны локальной нефтеносности: IV — Южный Кобыстан, VI — Центральный Кобыстан; V — зона возможной локальной нефтеносности; VII — зона перспективная при наличии структур и коллекторов.
 1 — гидрокарбонатно-натриевые воды ($A_1 < 15$); 2 — гидрокарбонатно-натриевые воды ($A_1 > 15$); 3 — сульфатно-натриевые воды; 4 — хлоридно-магниевые воды; 5 — хлоридно-кальциевые воды ($S_2 < 15$); 6 — хлоридно-кальциевые воды ($S_2 > 15$); 7 — слабосульфатные воды ($< 1,0$ мг-экв SO_4^{2-} на 100 г); 8 — сульфатные воды ($> 1,0$ мг-экв SO_4^{2-} на 100 г); 9 — грязевые вулканы.

статических уровней во всех глубоких скважинах является крупнейшим и часто невосполнимым пробелом в изучении нефтегазоносных бассейнов, так как после начала разработки нефтяных и газовых месторождений природные статические уровни изменяются.

При опробовании перспективных горизонтов в случае недоказанной нефтегазоносности имеет значение получение показателей

наличия нефти газа и во всех случаях — показателей условий сохранения нефти и газа.

Методика гидрогеологических изысканий при нефтегазопроисковых работах в общем не отличается от общей методики, описанной выше (см. гл. VIII).

На всех стадиях поисковых работ может проводиться сведение гидрогеологических данных в целях сравнительной оценки перспектив нефтегазоносности отдельных бассейнов, районов, площадей, горизонтов. В этих случаях по возможности используют все гидрогеологические показатели. При наличии достаточно обширных материалов опорного и глубокого поискового бурения основу для сравнительной (или абсолютной) оценки составляют обычно показатели наличия залежей газа и показатели условий сохранения нефтяных и газовых скоплений.

На основе комплексного использования различных гидрогеологических показателей составляются оценочные карты перспектив нефтеносности и газоносности для отдельных стратиграфических (водоносных) комплексов и для районов (регионов) в целом. Общепринятой системы составления таких карт нет.

На картах перспектив следует показывать объективные данные, выбирая такие комбинации и градации показателей, которые наиболее правильно и полно характеризуют различные условия в данном случае (рис. 69).

Совершенно очевидно, что для полного прогноза нефтеносности и газоносности одни только гидрогеологические показатели недостаточны. Поэтому карты перспектив, составленные по гидрогеологическим данным, служат не окончательными, а лишь промежуточными документами. Они используются для составления общих оценочных карт. При недостатке гидрогеологических данных можно и не составлять особые гидрогеологические карты перспектив, а гидрогеологические данные использовать непосредственно для общих карт перспектив, которые составляют геологи с участием гидрогеологов.

§ 8. О возможности количественной оценки перспектив нефтегазоносности по гидрогеологическим показателям

Впервые возможности количественной оценки перспектив нефтегазоносности были освещены В. Н. Корценштейном (1964). Для подсчета прогнозных запасов Q газа (млрд. м³) или нефти (млн. т) по данным исследований подземных вод он предложил формулу

$$Q = KShmq, \quad (\text{XI.13})$$

где S — площадь области стока водонапорной системы в км²;
 h — эффективная мощность пород-коллекторов в км;
 m — коэффициент пористости водовмещающих пород в долях единицы;
 q — средняя газонасыщенность углеводородами водоносных комплексов в км³ газа на 1 км³ воды;

K — коэффициент газонефтеотдачи водонапорной системы.

Величина K зависит от минерализации вод, температуры, состава углеводородов и других газов, динамичности вод, емкости коллекторов и их соотношения

с водоупорами, интенсивности генерации углеводородов, емкости ловушек. По данным В. Н. Корценштейна наиболее вероятны величины K от 0,01 до 0,1.

Следует заметить, что помимо неопределенности величины коэффициента газонефтеотдачи в формуле (XI.13) эта формула характеризует лишь современные условия. Формирование же запасов газа и нефти происходило в геологическом прошлом, когда условия могли сильно отличаться от современных.

Метод оценки прогнозных запасов нефти и газа с учетом баланса нефтегазонакопления и нефтегазоразрушения на основе палеогидрогеологического анализа разработан А. А. Карцевым и С. Б. Вагиным (1966).

А. А. Карцев для определения прогнозных запасов нефти и газа предложил формулу, выражающую баланс нефтегазонакопления и нефтегазоразрушения:

$$Q = Eq - 0,1IC_{ок} + V_1q_1 - V_2q_2, \quad (XI.14)$$

где Q — общее количество нефти и газа в залежах;

E — объем вод, участвовавших в элизионном водообмене;

q — содержание углеводородов и прочих нефтегазообразующих компонентов в водах, участвовавших в элизионном водообмене, а также поступающих в данный комплекс из других и уходящих при разгрузке;

I — объем вод, участвовавших в инфильтрационном водообмене;

$C_{ок}$ — содержание окислителей (сульфатов) в водах, участвовавших в инфильтрационном водообмене;

V_1 — объем вод, поступающих в данный комплекс из других (подземное питание);

V_2 — объем разгрузки;

0,1 — численный коэффициент, вытекающий из (X.9) и отражающий условия окисления углеводородов.

Величина E определяется по формуле

$$E = V_{г} \Delta m_{г} + V_{п} \Delta m_{п} \quad (XI.15)$$

(обозначения см. гл. IX, (IX.15)).

Величина I находится по формуле

$$I = E \mu \tau_i \quad (XI.16)$$

(обозначения см. гл. IX, (IX.19)).

Выбор и обоснование величин q и $C_{ок}$ представляет большие трудности. Определение величин V_1 и V_2 тоже возможно лишь в частных случаях.

Использование формулы (XI.14) для Западной Сибири показало вполне удовлетворительное соответствие с данными, полученными иными способами (А. А. Карцев и др., 1969¹).

¹ Величины V_1 и V_2 были в данном случае приняты равными нулю.

Глава XII

НЕФТЕГАЗОПРОМЫСЛОВАЯ ГИДРОГЕОЛОГИЯ

Нефтегазопромисловая гидрогеология — раздел гидрогеологии, включающий вопросы гидрогеологических наблюдений и исследований при разбуривании и разработке нефтяных и газовых месторождений. Сюда относятся проблемы методики гидрогеологических наблюдений в специфических нефтегазопромисловых условиях и использования гидрогеологических данных для целей разведки, проектирования и проведения разработки нефтяных и газовых месторождений.

От нефтегазопоисковой гидрогеологии нефтегазопромисловая гидрогеология отделяется условно; разделение это удобно обосновать тем, что разведка уже открытых залежей нефти и газа производится в промысловых условиях.

При нефтегазопромисловых гидрогеологических наблюдениях и исследованиях обычно руководствуются особой промысловой классификацией подземных вод.

§ 1. Промысловая классификация вод

Воды, находящиеся в нефтяных и газовых месторождениях, в промысловых условиях классифицируются по их пространственно-геологическому отношению к залежам, которые служат эксплуатационными объектами.

В соответствии с этим принципом выделяют:

1) нижние краевые (коштурные) воды, находящиеся в пласте, содержащем залежь, не полностью водоплавающую, и залегающие ниже залежи;

2) подошвенные воды, находящиеся в подошве водоплавающей залежи;

3) промежуточные воды, приуроченные к водоносным пропласткам и пластам внутри нефтегазоносного пласта, который является единым объектом эксплуатации;

4) верхние краевые воды, находящиеся в пласте, содержащем залежь, и залегающие выше залежи (случай редкий);

5) верхние воды, приуроченные к чисто водоносным пластам, залегающим выше нефтегазоносного пласта;

6) нижние воды, приуроченные к чисто водоносным пластам, залегающим ниже нефтегазоносного пласта¹;

7) тектонические воды — жильные воды, циркулирующие по трещинам, секущим нефтегазоносные пласты;

8) связанные («остаточные») воды — преимущественно капиллярные, а также защемленные воды, которые паходятся внутри нефтегазонасыщенной части пласта (остались там со времени, предшествовавшего формированию залежи) и могут частично извлекаться вместе с нефтью и газом при эксплуатации залежей;

9) искусственно введенные воды — воды, попавшие в нефтегазоносные пласты при бурении, ремонтных работах, промывках песчаных пробок, но главным образом искусственно закачанные для поддержания давления; эти воды могут частично замещать краевые, подошвенные, промежуточные воды, но иногда могут занимать самостоятельное место, например при внутриконтурной закачке (отдельные участки внутри нефтенасыщенной части пласта).

Схема, иллюстрирующая приведенную классификацию, приведена на рис. 70.

Обычно не выделяются, но заслуживают быть отмеченными особо воды, находящиеся в так называемой переходной зоне и существующие там, где поверхности контакта нефть — вода и зеркала чистой воды (краевой или подошвенной) не совпадают. Жидкость, заполняющая эту переходную зону, представляет собой нефтеводяную эмульсию.

В последнее время выделяют также конденсационные и (или) конденсатные воды, обычно получаемые вместе с газом при

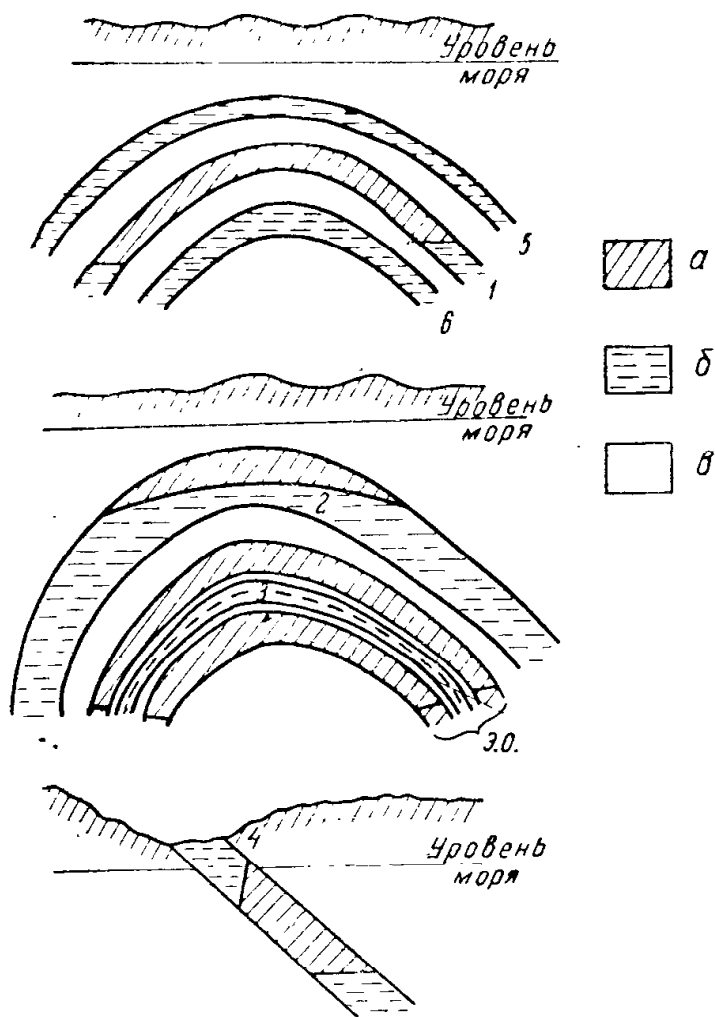


Рис. 70. Схема условий залегания вод в нефтяном месторождении (по М. А. Жданову).

a — нефть; *b* — вода; *c* — прослой глин.
Воды: 1 — нижние краевые, 2 — подошвенные, 3 — промежуточные, 4 — верхние краевые, 5 — верхние, 6 — нижние; Э. О. — эксплуатационный объект.

¹ Иногда при рассмотрении только одного нефтегазоносного пласта верхними и нижними называют и воды других нефтегазоносных пластов, залегающих соответственно выше и ниже первого.

эксплуатации газовых и газоконденсатных залежей, но иногда также появляющиеся и при разработке нефтяных залежей (содержащих много газа). Впервые эти воды были выделены в Азербайджане Б. И. Султановым (1961). Они отличаются очень небольшой, иногда совершенно ничтожной минерализацией. По-видимому, следует различать: а) конденсатные воды, представляющие обычные краевые воды, увлеченные в скважины газом или захваченные таким же путем пары воды из газонасыщенной части пласта, конденсирующиеся в осушителях, и б) конденсационные воды, сконденсировавшиеся в пласте при формировании залежей. Состав последних (так же, как, впрочем, и паров из залежей) может значительно отличаться от состава обычных краевых и подошвенных вод.

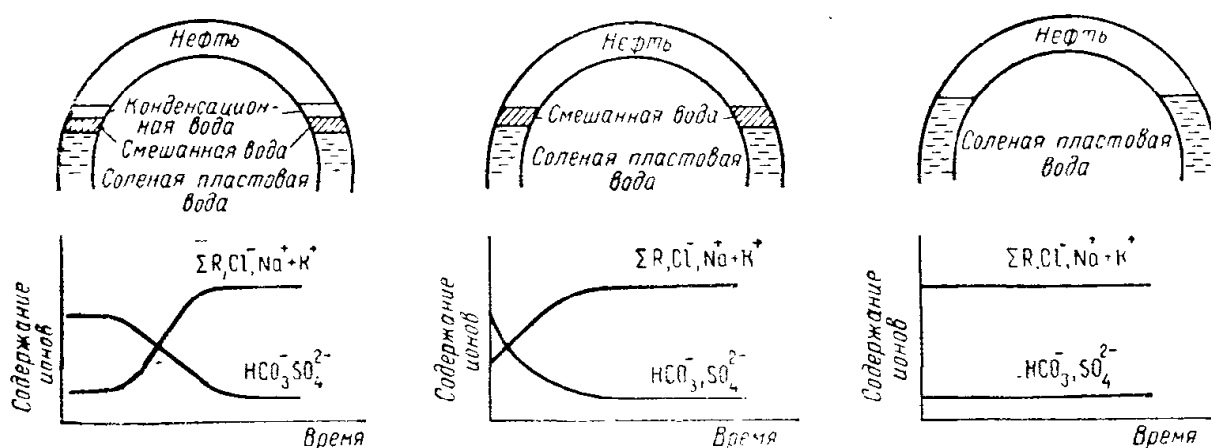


Рис. 71. Схема распределения различных типов вод в верхнемеловых отложениях под нефтяными залежами и графики изменения химического состава этих вод во времени при разработке (по А. М. Никанорову).

Исследованиями А. М. Никанорова в районах северо-восточного Кавказа установлено, что конденсационные воды в некоторых случаях залегают под нефтяными залежами, как бы плавающая на соленых краевых водах (см. рис. 71). Вообще же вопросы, связанные с конденсационными и конденсатными водами нефтяных и газовых месторождений, заслуживают дальнейшего тщательного изучения.

При разработке нефтяного и газового месторождения залегающие в нем воды могут перемещаться в пространстве, а химический состав их может меняться во времени. В процессе извлечения жидкости из одной и той же скважины минерализация воды иногда увеличивается, иногда уменьшается, происходят и другие изменения (рис. 72). Эти изменения имеют двойной характер. С одной стороны, они происходят в результате движения вод по пласту, вызываемого отбором и закачкой жидкости: в скважине появляется вода иного состава, ранее находившаяся в других частях того же пласта или же искусственно введенная в пласт. Часто минерализация вод во времени падает вследствие подтока вод из отдаленных частей пласта, где минерализация обычно меньше, чем в непосредственной близости от залежи. При смеси конденсационных вод обычными краевыми или подошвенными картина обратная (рис. 71).

С другой стороны, на изменение состава вод во времени влияют некоторые геохимические процессы, происходящие в результате разработки нефтяных и газовых месторождений. Такие процессы особенно развиваются при закачке в нефтегазоносные пласты воды, а также воздуха. Например, при закачке в пласт поверхностной (речной, морской) воды, содержащей сульфаты и кислород, в пласте могут возникать или усиливаться окислительно-восстановительные

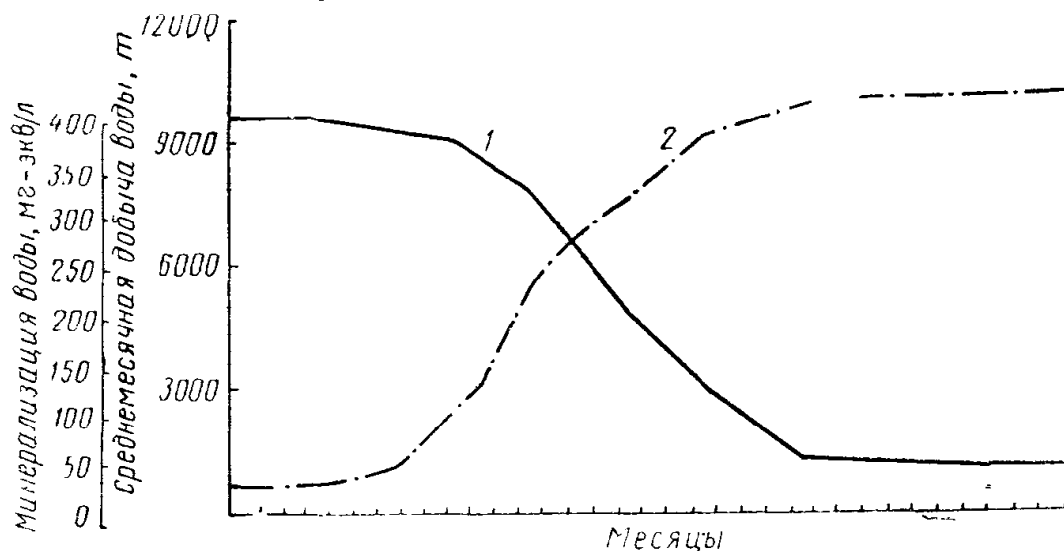


Рис. 72. Изменение минерализации воды нефтеносного пласта во времени (по Г. М. Сухареву).

1 — минерализация воды в мг-экв/л; 2 — среднемесячная добыча воды из нефтяной залежи в т.

процессы, что может привести к появлению или увеличению содержания в водах сульфатов, сероводорода, уголекислоты и некоторых других компонентов. В результате смешивания пластовых и закачиваемых вод могут формироваться воды совершенно нового типа.

§ 2. Гидрогеологические наблюдения при разбуривании и разработке нефтяных и газовых месторождений, обработка их результатов

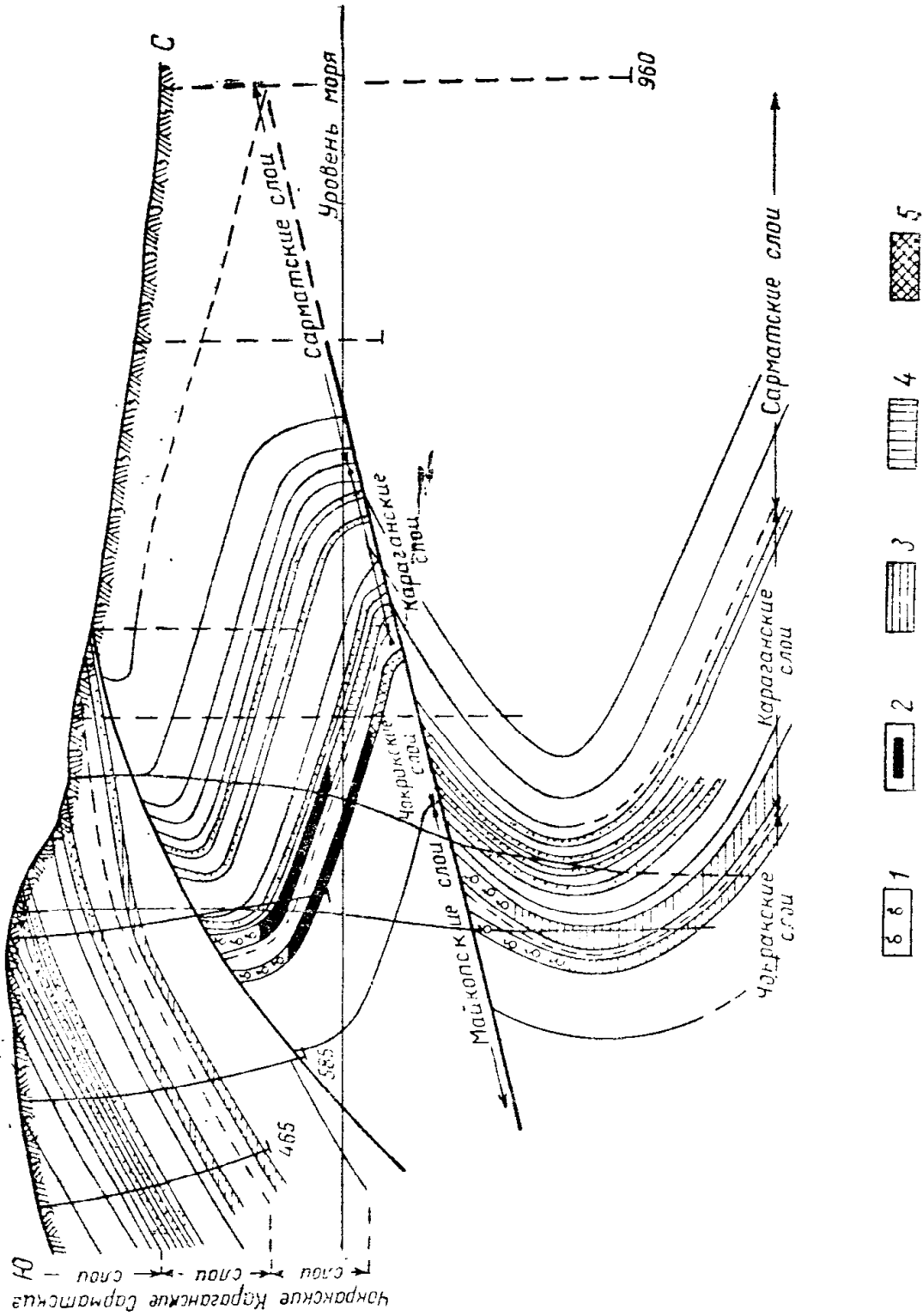
При разбуривании нефтяных и газовых месторождений гидрогеологические данные получают в основном теми же способами, что и при бурении на подземные воды и при нефтегазопоисковых работах (см. гл. VIII).

При эксплуатации нефтяных и газовых залежей в гидрогеологические наблюдения входит определение процентного содержания воды в общем количестве жидкости, получаемой из скважины. Большое значение имеют также особые наблюдательные скважины, находящиеся обычно за контуром нефтеносности. В них проводятся периодические замеры уровня жидкости.

Пробы вод из нефтяных эксплуатационных и из наблюдательных скважин отбирают через некоторые промежутки времени в течение всего периода эксплуатации скважины или залежи. Эти промежутки времени постепенно удлиняются: в начале эксплуатации (или вскоре

Рис. 74. Поперечный гидрохимический профиль Вознесенского нефтяного месторождения (по Г. М. Сухареву).

1 — газовые залежи; 2 — нефтяные залежи; 3 — подгруппа хлоридно-щелочных вод; 4 — хлоридно-магний-сульфатный тип вод, $\Sigma = 715$ —730 мг-экв; 5 — хлоридно-кальциевый тип вод, $\Sigma = 720$ —730 мг-экв.



По данным о содержании воды в жидкости, получаемой из эксплуатационных скважин, составляют карты движения контуров водоносности и нефтеносности и др.

По данным химических анализов вод составляют различные гидрохимические разрезы, профили, карты и графики.

Методика построения гидрохимических разрезов и гидрохимических профилей нефтяных и газовых месторождений разработана Г. М. Сухаревым.

Г. М. Сухарев предлагает составлять типовые средне-нормальные гидрохимические разрезы нефтяных и газовых месторождений, характеризующие средний химический состав вод, приуроченных к различным стратиграфическим горизонтам, а также температурные условия, уровни и дебиты (рис. 73).

Для построения типового гидрохимического разреза используют наиболее достоверные, типичные или средние анализы вод по отдельным горизонтам, относящиеся к началу разбуривания последних. При больших различиях в составе вод в пределах отдельных горизонтов составляют нормальные разрезы для отдельных участков месторождения.

Неоднородность вод отдельных горизонтов более

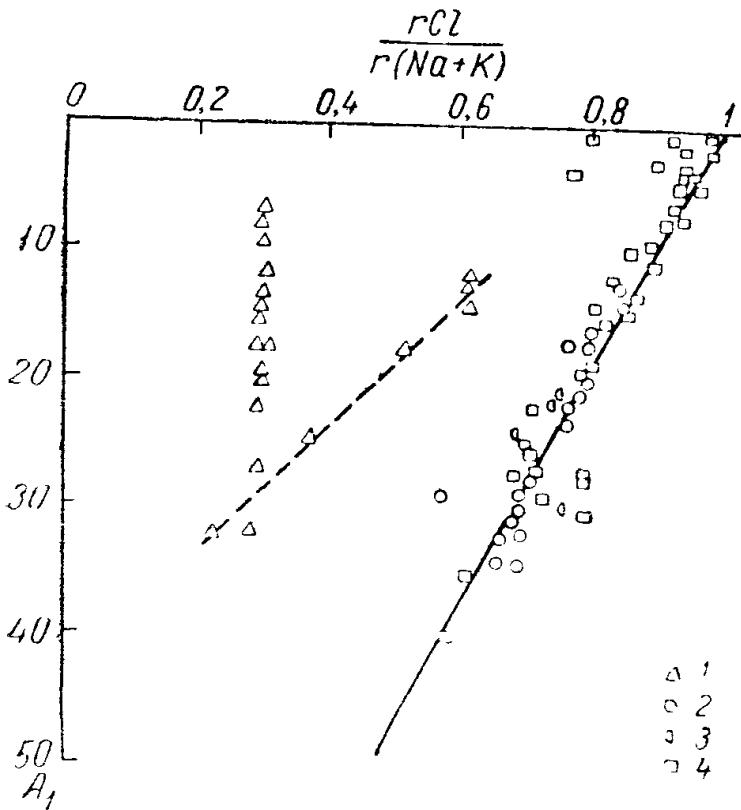


Рис. 75. График зависимости гидрохимических показателей для корреляционных целей (по Н. А. Еременко и М. С. Бежаеву).

1 — свита Б; 2 — свита В; 3 — свита «в»; 4 — свита Г.

наглядно может быть показана на гидрохимических профильных разрезах через месторождения (рис. 74).

Особенно большое значение имеют гидрохимические карты отдельных горизонтов нефтяных и газовых месторождений. Такие карты (см. рис. 54, 57) позволяют детально изучать изменения состава вод в пределах площади и выявлять его зависимость от геологического строения, нефтегазоносности и разработки.

Гидрохимические карты можно составлять по данным как первых, так и последующих анализов вод (методика описана Б. И. Султановым, 1953). Сопоставление карт, построенных по данным первых анализов (т. е. анализов первых проб вод, отобранных из скважин, пробуренных на данный горизонт), с картами, построенными по данным последующих анализов на различные даты, позволяет выявлять изменение состава вод в процессе разработки при их продвижении.

В некоторых случаях при недостатке данных химического анализа вод карты минерализации можно строить на основе геофизических материалов.

Из других графических иллюстраций результатов нефтегазопромыслового изучения вод можно указать на графики изменения химического состава вод во времени, составляемые по данным отдельных скважин, а также на графики зависимости между отдельными гидрохимическими показателями, предназначенные для выявления гидрохимических коррелятивов отдельных пластов, пачек, свит (рис. 75).

§ 3. Использование гидрогеологических данных для разведки нефтяных и газовых месторождений

При разведке нефтяных и газовых месторождений данные гидрогеологии могут использоваться для определения положения газоводяных и нефтеводяных контактов и нефтяных оторочек газовых залежей, а также для уточнения в некоторых случаях корреляции пластов и пропластков в пределах нефтяных и газовых месторождений и некоторых других деталей геологического строения их.

Уже при заложении первых поисковых скважин бывает важно учитывать возможность смещения залежей нефти и газа в сводовых ловушках от свода к крыльям в результате гидродинамического фактора. Это смещение может происходить при значительном наклоне нефтеводяного или газоводяного контакта, и в крайних случаях нефть и газ могут отсутствовать на своде, полностью переместившись на крыло (см. гл. X и рис. 76). В таких случаях поисковая скважина, вскрывшая сводовую часть ловушки, встретит там только воду, и может быть сделано ошибочное заключение об отсутствии нефти и газа в данном пласте в пределах всей ловушки. Поэтому полезно предварительно определять возможные наклоны нефтеводяных и газоводяных контактов, пользуясь формулами (X.5)—(X.7). Для этого необходимо знать приблизительные величины гидравлических уклонов для водонапорных комплексов в пределах данного района. Это будет предварительное определение наклонов нефтеводяных и газоводяных контактов и смещения залежей нефти и газа, необходимое еще для поисковых, а не для собственно разведочных целей.

Учитывая хорошую сходимость структурных построений по данным глубокого бурения с построениями по сейсмическим данным, отмечаемую в Тимано-Печорской нефтегазонасной провинции, В. Е. Лещенко на основе материалов по геометрии ловушек и

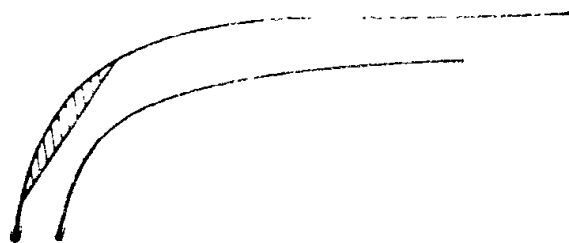


Рис. 76. Схема нефтяной залежи, смещенной на крыло антиклинали (висячая залежь).

региональным гидравлическим уклонам пытался уточнять даже прогнозные величины запасов нефти в отдельных ловушках этой области до начала их разбуривания. Этот пример демонстрирует большие возможности применения гидрогеологических данных.

После обнаружения залежей начинается разведка залежей и месторождений. При вскрытии залежей нефти и газа по гидрогеологическим данным можно определять положение контактов нефть — вода и газ — вода. Здесь возможны два

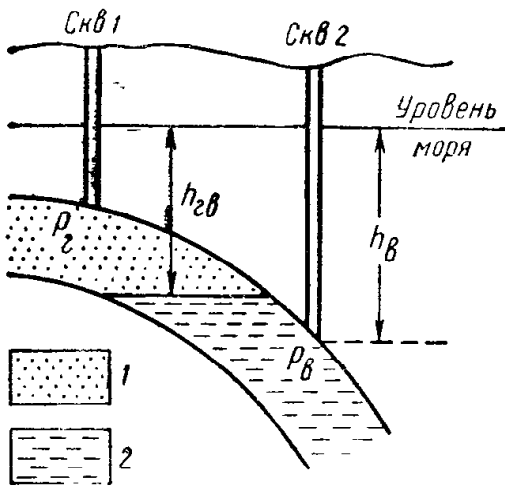


Рис. 77. Схема определения контакта газ — вода по данным о давлениях в газовой и водяной скважинах (по М. А. Жданову).

1 — газ; 2 — вода.

случая или два этапа. На первом этапе при наличии только одной скважины, вскрывшей залежь, можно определить гипсометрическое положение контакта, предполагая его горизонтальным. В частном случае это определение может оказаться достаточным. На втором этапе, располагая уже двумя скважинами, вскрывшими залежь, можно определить наклон контакта, который в общем случае больше нулевого.

Для определения высотного положения предположительно горизонтального газоводяного контакта М. А. Жданов предложил формулу

$$h_{гв} - h_в = \frac{(p_в - p_г) 10}{\rho_в}, \quad (\text{XII.1})$$

где $h_{гв}$ — высотное положение газоводяного контакта по отношению к уровню моря;

$h_в$ — высотное положение точки замера давления в водяной части пласта;

$p_в$ — давление в водяной части пласта;

$p_г$ — давление в газовой части пласта;

$\rho_в$ — плотность воды.

Графическая иллюстрация формулы (XII.1) приведена на рис. 77.

Для определения высотного положения нефтеводяного контакта, предполагаемого горизонтальным, М. А. Жданов рекомендует формулу

$$h_{нв} = \frac{h_в \rho_в - h_н \rho_н - (p_в - p_н) 10}{\rho_в - \rho_н}, \quad (\text{XII.2})$$

где $h_{нв}$ — высотное положение нефтеводяного контакта;

$h_н$ — высотное положение точки замера в нефтяной части пласта;

$\rho_н$ — плотность нефти;

$p_н$ — давление в нефтяной части пласта; остальные обозначения те же, что в формуле (XII.1).

Для расчетов положения газоводяных и нефтеводяных контактов по формулам (XII.1) и (XII.2) необходимы данные замеров пласто-

вых давлений в газоносных, нефтеносных и водоносных частях пластов; замеры пластовых давлений в водоносных частях пластов могут быть заменены замерами статических уровней вод.

Следующим этапом, как отмечено выше, является определение наклона нефтеводяных и газоводяных контактов. Для этого можно использовать формулы (X.5) и (X.6). В этих формулах, однако, гидравлический уклон или перепад пластовых давлений берется не из региональных карт гидроизопьез, как это делается при определении предполагаемых наклонов контактов нефть — вода и газ — вода с поисковыми целями (см. выше), а по данным замеров пластовых давлений или статических уровней вод непосредственно в скважинах на данной разведочной площади. Замеры производятся в скважинах, вскрывших водоносную часть пласта и расположенных с противоположных сторон от залежи по направлению подземного водного потока (рис. 78); если последнее неизвестно, желательно провести замеры в четырех водяных скважинах, расположенных на двух пересекающихся профилях.

Определенные таким путем величины наклона нефтеводяных и газоводяных контактов используются для более точного оконтуривания залежей и для подсчетов запасов нефти и газа объемным методом. Совершенно очевидно, что все замеры должны быть произведены до начала разработки. При подсчете запасов залежей газа, окруженных водами с предельной газонасыщенностью, иногда бывает

можно уточнить запасы путем подсчета скрытых запасов газа, выделяющегося из водорастворенного состояния при снижении давления. Подсчеты такого рода делались, например, для Северо-Ставропольского месторождения В. Н. Корценштейном. Учитывая объем вод в депрессионной зоне, получаемый перепад давления и газонасыщенность вод, он определил величину скрытых запасов газа при радиусе воронки депрессии 20 км примерно в 10 млрд. м³, что составляет около 5% запасов, находившихся в залежи до разработки. При большем радиусе воронки депрессии величина скрытых запасов будет, очевидно, еще больше и может быть значительной. Но уже и подсчитанная величина соответствует запасам немалого самостоятельного газового месторождения. Для подобных подсчетов необходимы гидрогеологические данные (о газонасыщенности вод и т. п.).

Выяснение наличия и положения нефтяной оторочки газовой залежи при разведке согласно В. П. Савченко можно осуществлять следующим образом. Если определено высотное положение газоводяного контакта, предполагаемого горизонтальным, то нефтяную оторочку можно ожидать не выше уровня контакта. Если имеются два замера пластового давления в водяной части или два

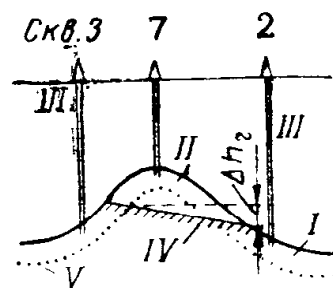


Рис. 78. Схема определения наклона контакта газ — вода по данным замеров пластовых давлений (по В. П. Савченко).

I — вода; II — газ;
III — статический уровень;
IV — газоводяной контакт;
V — проекция подошвы пласта для пластовой залежи.

замера статического уровня воды, показывающие наличие перепада давления или гидравлического уклона в пределах данной площади, нефтяную оторочку следует ожидать с той стороны газовой залежи, где давление или статический уровень минимальны. Если там оторочки нет, то ее в этом случае нет вообще.

§ 4. Значение гидрогеологических данных для проведения и интерпретации промыслово-геофизических исследований

Между гидрогеологией и промысловой (скважинной) геофизикой имеется следующая связь: геофизические данные помогают выявлять водоносные пласты и их характеристику, а гидрогеологические данные — интерпретировать геофизические материалы; гидрогеологические данные необходимо учитывать также при решении вопроса о проведении некоторых промыслово-геофизических исследований.

При интерпретации электрокаротажных диаграмм необходимо учитывать минерализацию и ионно-солевой состав вод, насыщающих различные горизонты разреза, причем не только свободных вод в коллекторах, но и связанных вод в водоупорных породах, а также состав промывочной жидкости. Эти параметры оказывают влияние и на величины кажущегося сопротивления и на величины поляризации (через диффузионные потенциалы).

По удельным сопротивлениям пород можно определять минерализацию насыщающих их вод и даже составлять карты минерализации вод.

Нейтронный гамма-каротаж с целью определения положения нефтеводяного контакта целесообразно проводить лишь в случае высокой хлоридности пластовых вод, так как именно большое содержание хлора в них приводит к относительному повышению интенсивности, а также жесткости регистрируемого излучения против водоносных пластов. Таким образом, для проведения этих работ следует использовать соответствующие гидрохимические данные. Сказанное относится и к импульсному нейтрон-нейтронному каротажу (ИННК) с той разницей, что против пластов с хлоридными рассолами этот метод дает пониженные показатели по сравнению с показателями против нефтеносных пластов. Содержание хлора служит предметом особого внимания при применении нейтронных методов каротажа (в том числе и метода плотности тепловых и надтепловых нейтронов).

Гидрохимия имеет большое значение и для такого радиометрического метода, как метод наведенной активности. Для отбивки нефтеводяных контактов методом наведенной активности натрия требуются повышенные концентрации натрия в водоносных интервалах разреза. Для выяснения соответствующих условий необходимы гидрогеологические данные.

Тесная связь гидрогеологии с термометрическими наблюдениями

в скважинах совершенно очевидна уже из главы IV. Геотермия может рассматриваться как часть геофизики и в то же время в некоторой мере как часть гидрогеологии (гидрогеотермия).

§ 5. Гидрогеологические условия различных режимов нефтегазоводоносных пластов

Согласно формулировке, данной В. Н. Щелкачевым, режим нефтегазоводоносных пластов — «проявление доминирующей формы пластовой энергии в процессе разработки («Разработка нефтеводоносных пластов при упругом режиме». Гостоптехиздат, 1959, стр. 8).

В настоящее время большинство исследователей выделяют следующие режимы нефтеносных пластов: 1) водонапорный режим, 2) упругий режим, 3) газонапорный режим (или режим газовой шапки), 4) режим растворенного газа, 5) гравитационный режим.

Для газоносных пластов вместо режимов газонапорного и растворенного газа выделяется газовый режим (или режим расширяющегося газа), а гравитационный режим исключается.

В. Н. Щелкачев различает два вида упругого режима: упруго-водонапорный и замкнуто-упругий.

Гидрогеологические условия играют важнейшую роль в формировании режимов. Так как залежи нефти и газа являются элементами водонапорных комплексов и систем, взаимодействующими с ними, то пластовая энергия в основном обусловлена гидростатическим и гидродинамическим давлениями, существующими в этих комплексах и системах. Но напор вод может проявляться в одних случаях непосредственно, в других косвенно, а кроме того, могут влиять иные источники энергии, связанные с газообразованием, упругими деформациями пород и некоторыми другими факторами. Все это и создает природные условия различия режимов, которые еще усложняются при разработке.

С гидрогеологической точки зрения основное значение имеют различия между следующими режимами нефтегазоводоносных пластов: 1) жестко-водонапорным (или просто водонапорным), 2) упруго-водонапорным, 3) газовыми (особо стоит так называемый гравитационный режим со свободным зеркалом, который не встречается в чисто газовых залежах и крайне редко отмечается в нефтяных).

При водонапорных режимах (как жестко-водонапорном, так и упруго-водонапорном) залежи нефти и газа непосредственно связаны с водами водонапорных комплексов, которые соприкасаются с ними и оказывают давление. При газовых режимах залежи либо совсем не соприкасаются с водами, будучи изолированными от них тектоническими, литологическими или другими экранами, либо, хотя и соприкасаются, непосредственно не испытывают со стороны вод существенного давления; однако и при газовых режимах основная пластовая энергия — энергия расширяющегося газа — может быть частично обусловлена предшествовавшим сжатием газа под влиянием гидростатического давления.

При жестко-водонапорном режиме (иначе идеальном водонапорном) нефть, газ или вода, отбираемые из пласта, полностью замещаются водой, поступающей за счет расхода природного подземного потока под действием естественного гидравлического уклона.

При упруго-водонапорном режиме нефть, газ и вода, отбираемые из пласта, замещаются водой, поступающей за счет расширения сжатой в водонапорном комплексе воды (и частично сжатых пород), которое происходит вследствие падения давления в области эксплуатационных скважин.

При газовых режимах воды неподвижны и отбор нефти и газа (а иногда и некоторого количества воды) происходит за счет расширения газа.

На практике в чистом виде все режимы проявляются редко. Как видно из названия, идеальный водонапорный режим представляют лишь идеальный случай. Кроме того, упругие силы проявляются во всех случаях, и разработка всегда проходит более или менее длительную фазу упругого режима.

А. Л. Козлов и Е. М. Минский ввели понятие о *коэффициенте возмещения*, представляющем собой отношение объема воды, поступающей в эксплуатируемую залежь за определенный промежуток времени, к объему жидкости и газа (в пластовых условиях), отобранному за тот же промежуток времени. Величина коэффициента возмещения колеблется в пределах от единицы (идеальный водонапорный режим) до нуля (газовый режим). При значениях коэффициента возмещения, меньших единицы, но больших нуля, воды могут поступать в залежь как за счет естественного гидравлического уклона, так и за счет упругих сил, т. е. может быть упруго-водонапорный режим либо смешанные формы жестко-водонапорного и упругого режимов (по А. Л. Козлову и Е. М. Минскому — отстающий водонапорный режим).

Идеальный водонапорный режим или близкий к нему (коэффициент возмещения, равный единице или близкий к ней) можно ожидать в водонапорных комплексах с большими естественными скоростями подземного потока, большими гидравлическими уклонами и высокой проницаемостью коллекторов при отсутствии изоляции залежи от водоносной части пласта.

Длительное проявление упруго-водонапорного режима можно ожидать: а) при небольших скоростях естественного подземного потока, небольших гидравлических уклонах, невысокой проницаемости коллекторов; б) при больших размерах водонапорного комплекса (также при отсутствии изоляции залежи от водоносной части пласта).

Газовые режимы следует ожидать: а) при наличии в залежи газа (свободного или растворенного и окклюдированного в нефти); б) при относительной изолированности залежи от водоносной части пласта; в) при незначительной скорости подземного потока; г) при небольших размерах водонапорного комплекса (последние два условия при

практически полной изоляции залежи от водоносной части пласта не имеют значения).

Наконец, если залежь не содержит значительного количества газа и изолирована от воды, следует ожидать гравитационный режим, когда нефть движется к забоям скважин из выше-расположенных частей залежи под действием собственного веса.

Если воды практически неподвижны (естественный гидравлический уклон равен нулю), а размеры водонапорного комплекса незначительны (например, песчаная линза в толще глин), в начале разработки будет фаза упругого режима, которая затем при наличии газа сменится стадией газового режима; наконец, когда газ будет исчерпан, может наступить фаза гравитационного режима.

Все указанные гидрогеологические и другие природные условия обеспечивают возможность проявления тех или иных режимов. Но реализация этих возможностей зависит также и от искусственных факторов.

Совершенно особый и редкий для нефти (а для газа исключенный) случай составляет гравитационный режим с свободным зеркалом. В этом случае нефтяная залежь находится в горизонте грунтовых или безнапорных пластовых вод и верхняя граница отвечает зеркалу грунтовых вод. В условиях этого же режима осуществляется добыча грунтовых и безнапорных пластовых вод.

§ 6. Использование гидрогеологических данных для проектирования разработки нефтяных и газовых месторождений

При проектировании разработки нефтегазоносных месторождений данные гидрогеологии имеют весьма большое значение. Они используются для определения возможного режима, упругого запаса, коэффициента возмещения, контура питания нефтегазоводоносного пласта, выбора вод для заводнения пласта и некоторых других целей.

Прогнозы возможного режима нефтегазоводоносных пластов в некоторых случаях могут быть сделаны еще при поисковых работах до обнаружения самих месторождений и залежей нефти и газа. Такие оценки основываются на изучении изложенных в предыдущем параграфе гидрогеологических условий различных режимов. Г. М. Сухарев указывает, что в районах Северо-Восточного Кавказа детальное гидрогеологическое изучение стратиграфических комплексов позволяет с исчерпывающей полнотой предвидеть возможные режимы основных залежей, подлежащих разведке.

Для прогноза возможных режимов нефтегазоводоносных пластов по гидрогеологическим данным требуется изучение строения водонапорной системы и водонапорного комплекса, заключающих эти пласты, определение объема водонапорного комплекса, наличия или отсутствия его гидравлических связей с другими водонапорными

комплексами, положения зон создания напора и очагов разгрузки, величины гидравлического уклона, коллекторских свойств и т. п.

Однако ориентировочные предварительные прогнозы возможного режима в некоторых случаях могут быть даны уже по химическому составу вод даже без общегидрогеологического изучения пластов. Так, наличие высокометаморфизированных рассолов (хлоридно-кальциевого типа) свидетельствует о невозможности существования в данном нефтегазоводоносном пласте режима, близкого к идеальному водонапорному, с коэффициентом возмещения, равным или близким к единице; при таком характере вод возможны лишь отстающий водонапорный, упругий, газовые или гравитационные режимы. Напротив, при наличии вод невысокой минерализации не исключается возможность эффективного водонапорного режима, приближающегося к идеальному, хотя возможны и другие режимы.

Так как упругая стадия проявляется при любом режиме, важное значение имеет определение упругого запаса жидкости в пласте. У п р у г и й з а п а с жидкости в пласте — количество жидкости, которое при понижении давления извлекается из пласта благодаря объемной упругости этого пласта и насыщающих его жидкостей (В. Н. Щелкачев, 1959). Упругий запас характеризует значение упругой фазы режима и помогает определению коэффициента возмещения, следовательно, знание его необходимо для точной характеристики возможного режима нефтегазоводоносного пласта.

Упругий запас жидкости в пласте можно подсчитать по формуле ¹

$$\Delta V_z = (m\beta_{ж} + \beta_c) V_0 \Delta p, \quad (\text{XII.3})$$

где ΔV_z — упругий запас жидкости (точнее изменение упругого запаса жидкости) внутри объема пласта V_0 при изменении давления на величину Δp ;

m — пористость пласта;

$\beta_{ж}$ — коэффициент сжимаемости жидкости;

β_c — коэффициент сжимаемости (объемной упругости) пористой среды, слагающей пласт (т. е. породы);

V_0 — объем пласта, для которого определяется упругий запас;

Δp — заданное изменение давления.

По данным В. Н. Щелкачева величина коэффициента сжимаемости пластовых вод заключена в пределах от $2,7 \cdot 10^{-5}$ до $5 \cdot 10^{-5}$ $1/(\text{кгс}/\text{см}^2)$, но при большой газонасыщенности она может быть в несколько раз значительней (см. гл. II).

Для величины β_c при проведении примерных расчетов В. Н. Щелкачев считает возможным принимать значение 10^{-5} $1/(\text{кгс}/\text{см}^2)$.

Для определения объема пласта V_0 необходимо знание строения и размеров водонапорного комплекса. В большинстве случаев получение таких данных сопряжено с большими трудностями и приходится пользоваться очень неточными величинами ².

¹ По существу эта формула тождественна формуле (VIII.3).

² Практически можно ограничиться частью всего объема, задаваясь радиусом воронки депрессии (В. Н. Корценштейн, 1962).

Под изменением давления Δp при точных подсчетах следует подразумевать изменение средневзвешенного по объему пластового давления.

Важное значение имеют гидрогеологические материалы и при вычислении коэффициента возмещения — другой важной количественной характеристики режима нефтегазоводоносных пластов.

Коэффициент возмещения (KB) может быть подсчитан по формуле

$$KB = \frac{V_1 + V_2}{Q}, \quad (\text{XII.4})$$

где V_1 — объем жидкости, поступающей в депрессионную зону в результате перепада давления между скважиной (или группой скважин), эксплуатирующей пласт, и контуром питания;

V_2 — упругий запас жидкости в пласте, т. е. V_2 равно ΔV_2 в формуле (XII.3);

Q — извлекаемый объем жидкости и газа.

Величина V_1 определяется исходя из заданного перепада давления между скважиной (группой скважин) и контуром питания пласта и заданного радиуса воронки депрессии по формуле Дарси (III.1) или (III.3). Для ее вычисления, следовательно, надо знать проницаемость коллектора, вязкость воды в пласте и пластовое давление (или приведенный статический уровень) на внешнем контуре воронки депрессии (условном контуре питания). Упругий запас жидкости в пласте подсчитывается по формуле (XII.3).

Коэффициент возмещения, таким образом, вычисляется с использованием гидрогеологических материалов, в частности карт гидроизопьез. Он учитывается при характеристике режима и уточнении проекта разработки нефтегазоводоносных пластов.

Самостоятельную задачу, решаемую на базе гидрогеологических данных, представляет определение истинного контура питания при разработке пластов с жестким водонапорным режимом. При расчетах на длительные сроки разработки пластов с жестководонапорным режимом следует принимать распространение воронки депрессии на весь пласт до области создания напора (области питания), а радиус контура питания равным расстоянию от скважины (группы скважин) до этой последней. Величину радиуса определяют по данным общегидрогеологического изучения водонапорного комплекса, содержащего разрабатываемые залежи.

Величина радиуса контура питания используется в гидродинамических расчетах дебитов и давлений. Обычно предполагается круговая форма пласта. Однако в настоящее время, главным образом благодаря процессу вычислительной техники, ставится вопрос о возможности оперирования при расчетах реальной геометрической формой водонапорного комплекса. В связи с этим значение гидрогеологических исследований при проектировании разработки нефтяных и газовых месторождений должно сильно возрасти.

В последнее время выясняется целесообразность проектирования разработки сразу групп нефтяных и особенно газовых месторождений (как единого целого), так как в ряде случаев констатировано взаимодействие залежей, приуроченных к единой водонапорной системе, при их разработке. Исследования такого взаимодействия при помощи электромоделирования процесса разработки проводились, например, для газовых месторождений Краснодарского края Б. Б. Лапуком, Н. К. Байбаковым, П. Т. Шмыглей и др. При этом выявилась необходимость привлечения обширных гидрогеологических материалов: данных по строению водонапорной системы, карт гидроизопьез, карт общей минерализации вод (для составления карт вязкости вод).

Таким образом, при комплексном проектировании разработки групп месторождений роль гидрогеологических исследований (и требования к точности их результатов) существенно возрастает.

Для получения гидрогеологических данных, нужных при изучении режима и проектировании разработки газовых и нефтяных залежей, большую ценность представляют результаты наблюдений по глубоким скважинам режимной сети. Принципы создания и размещения региональной наблюдательной сети глубоких скважин разрабатывались Г. П. Яковсоном, В. С. Ковалевским и другими исследователями. Согласно этим принципам скважины (из числа пробуренных, бурящихся и проектируемых) выбираются с таким расчетом, чтобы по возможности определить режим глубоко залегающих водоносных горизонтов от зон питания до зон разгрузки с учетом основных особенностей региона. Режимная сеть скважин может использоваться и для целей поисков, разведки и эксплуатации залежей нефти, газа, вод и рассолов, а также для закачки промышленных стоков и подземного хранения газа (см. ниже).

По данным Н. Н. Чикина и М. И. Зайдельсона (1971) использование сети глубоких наблюдательных скважин в Куйбышевской области позволило установить, что все эти скважины испытывали влияние разработки нефтяных залежей, причем депрессия, вызванная разработкой, прослеживалась на расстояния до 90 км. Но фактическое снижение уровней вод в наблюдательных скважинах под влиянием разработки оказалось значительно ниже расчетных величин, полученных без учета возможных межпластовых перетоков (подпитывания).

Эти данные весьма интересны, но крайне недостаточны, уже потому, что не было наблюдательных скважин, которые были бы расположены вне сферы влияния разработки нефтяных залежей.

Режимная сеть наблюдательных скважин обязательно должна получить развитие на площади всех нефтетазоносных бассейнов.

Очень важно использовать гидрогеологические данные при проектировании и осуществлении закачки воды в пласты. При этом может встать вопрос об изыскании соответствующих ресурсов подземных вод для целей закачки. Пример весьма крупного использования для этой цели верхних вод нефтяных месторождений

имеется в Среднем Приобье, где воды альба — сеномана добываются для закачки в продуктивные пласты неокма. Иногда в таких случаях прибегают к «перепуску» вод, без подъема их на поверхность. Существенно знать ряд химических свойств воды, закачиваемой в пласты, и воды, залегающей в этих пластах. Это важно для предотвращения закупорки пор пласта веществами, выпадающими из вод, и определения нефтевымывающих свойств закачиваемой воды.

Из закачиваемой воды, содержащей значительное количество взвешенных веществ, коллоидов, железа, а также гидрокарбоната и сульфата кальция и других плохо растворимых компонентов, могут выпадать осадки, которые будут снижать пористость и проницаемость пласта, что нежелательно. Если нет воды без этих вредных свойств, закачиваемая вода (которая может добываться из скважины или водоемов) должна быть подвергнута предварительной очистке, особенно от взвешенных и коллоидных частиц. Следует учитывать и температуру пласта, так как при повышенных температурах может идти разложение гидрокарбонатов с выпадением карбоната кальция.

При закачке некоторое вредное влияние может оказывать также наличие сероводорода и соды в водах эксплуатируемых пластов. При нагнетании в пласты с содовой сероводородной водой пресных или морских вод, содержащих растворенный кислород и сульфаты кальция и магния, происходят химические процессы, вызывающие образование осадков: взаимодействие кислорода и сероводорода ведет к выпадению элементарной серы, взаимодействие сульфата кальция и соды — к выпадению карбоната кальция. Результатом этого может быть снижение пористости и проницаемости пород, снижение приемистости скважин и т. п. Изучение солеобразования при заводнении с привлечением моделирования в целях прогнозирования этого нежелательного явления особенно детально проводилось Е. А. Ворошиловым.

При заводнении нефтеносных пластов знание свойств закачиваемых и пластовых вод необходимо также для прослеживания продвижения закачиваемых вод по пласту, следовательно, для контроля за процессом заводнения (см. ниже).

При закачке воды внутрь контура нефтеносности большое значение приобретают нефтевымывающие свойства вод. Нефтевымывающие свойства вод связаны с их поверхностной активностью на границе нефть — вода. Вопрос об употреблении той или иной воды следует решать также с учетом свойств нефтей данной залежи, их поверхностной активности.

А. Р. Ахундов сформулировал следующие требования к качеству воды для внутриконтурного заводнения нефтяных залежей Азербайджана (Ш. Ф. Мехтиев, А. Р. Ахундов, Е. А. Ворошилов, 1969):

1) вода должна обладать высокой нефтевымывающей способностью;

2) состав воды должен быть стабильным, при температуре пласта вода не должна давать осадка солей;

- 3) закачиваемая вода по составу должна быть близка к пластовой;
- 4) вода не должна содержать взвеси более 1 мг/л¹;
- 5) вода не должна содержать различных солей, способных выпадать в осадки;
- 6) особенно нежелательно присутствие глинистых частиц;
- 7) вода не должна содержать нефти более 3—5 мг/л¹;
- 8) вода не должна обладать коррозионными свойствами².

§ 7. Применение гидрогеологических данных и методов при проведении разработки нефтяных и газовых месторождений

Важной задачей, при решении которой используют данные нефтегазопромысловой гидрогеологии, является контроль за обводнением скважин и залежей в процессе разработки. Для выполнения этой задачи надо располагать возможно более детальной характеристикой химического состава вод разрабатываемого нефтегазоводоносного пласта и изменений этого состава в пределах разрабатываемой площади и прилегающих участков, а также состава верхних вод и закачиваемой воды (если производится закачка) и, наконец, данными о влиянии смешивания пластовых и закачиваемых вод на состав получающейся при этом смеси.

Следует выделить: 1) контроль за техническим состоянием скважин — определение наличия и мест аварийного притока вод в скважины и 2) контроль за обводнением и заводнением залежей — определение направлений и скоростей продвижения вод по пласту при разработке. В первом случае за контролем следует ремонт скважин, во втором — регулирование и корректировка разработки залежей.

При определении наличия аварийного притока вод в скважины (через слом или негерметичные соединения колонн и при негерметичности цементного стакана) и мест этого притока очень давно стали использовать гидрогеологические данные. Наличие аварийного притока и места этого притока могут быть определены путем сравнения состава поступающей в скважину воды с составом вод эксплуатируемых и вышележащих пластов. Если свойства и состав исследуемой воды отличаются от свойств и состава вод пластов, эксплуатируемых данной скважиной, то можно говорить о наличии аварийного притока. Место его можно приблизительно определить по сходству данной воды с какой-либо верхней водой. Более точное определение затем производится при помощи оттартирования или продавливания с применением резистивиметра либо электротермометра.

¹ По У. М. Байкову и Л. В. Еферовой на промыслах Башкирии допустимо содержание в закачиваемой воде механических примесей до 25 мг/л и нефтепродуктов до 40 мг/л.

² Коррозионные способности вод по отношению к металлу повышаются при наличии в них растворенного кислорода и сероводорода; на них влияют также величина рН и содержание хлоридов и сульфатов; величина рН — обратно пропорциональна, концентрация солей — прямо пропорционально.

Условиями определения мест проникновения вод в скважины являются гидрохимическая изученность всего разреза, знание гидрогеологических показателей отдельных горизонтов, изученность свойств вод эксплуатируемых горизонтов и распределения их по площади.

Если воды разных горизонтов мало отличаются друг от друга, то указанную выше задачу решить рассмотренными методами не удастся.

Иногда появление в скважине вод необычного состава объясняется подтоком из отдельных частей эксплуатируемого пласта, где гидрохимические показатели могут быть различными.

В некоторых случаях по тождеству, сходству или различию вод в отдельных пластах и пропластках можно судить о наличии или отсутствии сообщения между ними, а иногда и проводить корреляцию пропластков в пределах месторождения. Для этого следует сопоставлять как гидрохимические показатели, так и данные по статическим уровням и т. п. По изменению состава вод в процессе разработки можно выявлять естественные и искусственные межпластовые перетоки жидкости. Это хорошо показано, например, в недавних работах А. Р. Ахундова, Е. А. Ворошилова, Т. И. Мехтеновой и других исследователей Азербайджана.

При контроле за обводнением и заводнением залежей возможны два основных случая: 1) обводнение за счет пластовых вод (краевых, подошвенных и т. п.); 2) обводнение (заводнение) за счет закачиваемых вод, происходящее почти всегда при участии также и пластовых вод.

В первом случае приходится иметь дело с водами более или менее известного состава.

Учет гидрогеологических данных, в частности изменения процентного содержания воды в добываемой жидкости, изменения состава вод в эксплуатационных и наблюдательных скважинах и т. п., нередко позволяет контролировать перемещение контуров водоносности и нефтеносности и обводнение скважин и залежей. По изменению состава вод в отдельных скважинах во времени, учитывая первоначальный характер размещения гидрохимических показателей по площади пласта, можно судить о темпе и направлении перемещения вод по пласту при его эксплуатации.

В последнее время гидрохимический метод контроля обводнения широко применяется (В. И. Петренко, А. И. Леоптьев, А. Л. Козлов и др.) при разработке газовых и газоконденсатных залежей, где обводнение за счет законтурных вод, сопровождаемое сменой получаемой вместе с газом пресной конденсационной воды на высокоминерализованную краевую (или подошвенную), хорошо маркируется по резкому возрастанию минерализации или хлоридности (рис. 79). Осложнения могут возникать вследствие примесей связанных и «целиковых» вод, а также вследствие изменений состава конденсационных вод, зависящих от условий отбора.

При искусственном заводнении задача контроля осложняется тем, что появляются воды нового неизвестного состава, образующиеся вследствие процессов смешивания.

Гидрохимический метод контроля заводнения нефтяных залежей разрабатывался в США С. Киннелом (S. Kinnell, 1958), в СССР — главным образом бакинскими гидрогеологами — А. Р. Ахундовым, Ф. А. Гезаловым и др. (Ш. Ф. Мехтиев, А. Р. Ахундов, Е. А. Воронцов, 1969), а также А. М. Никаноровым и Л. Н. Шалаевым. Основным в этом методе является определение пропорций смешивающихся вод в составе смесей — распознавание смесей вод. Такое

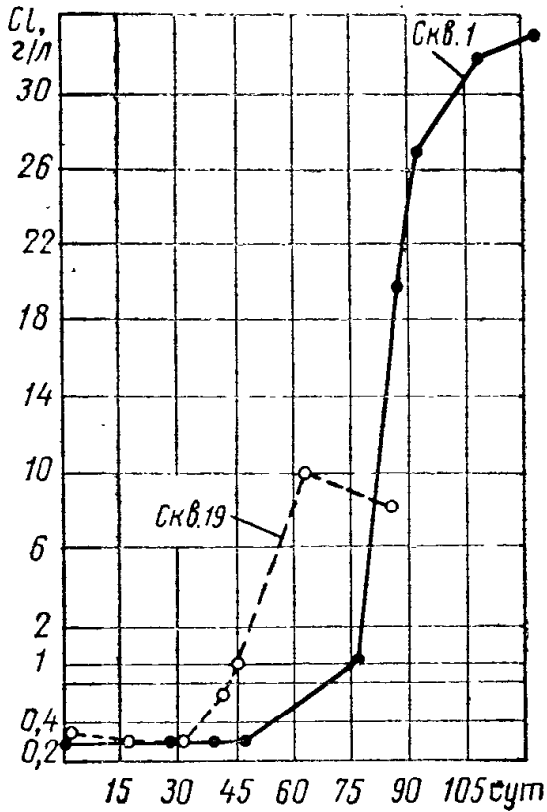


Рис. 79. Динамика минерализации при поступлении в скважину пластовой контурной воды на Ленинградском месторождении (по В. И. Леонтьеву и др.).

Скв. 19 — обводнение пласта незначительной мощности (по отношению к общей мощности дренируемого скважиной продуктивного интервала); скв. 1 — обводнение пласта значительной мощности.

все главнейшие компоненты состава вод, а затем выводить среднюю величину x , т. е.

$$x = \frac{x_1 + x_2 + \dots + x_n}{n}, \quad (\text{XII.6})$$

где x_1, x_2, \dots, x_n — содержания первой воды в составе смеси, определенные по отдельным компонентам (хлору, натрию и др.);

n — число рассматриваемых компонентов.

Другой способ распознавания смесей — графический, в основе которого лежит использование графика А. Н. Огильви (рис. 80). По левой вертикальной оси на графике отложены величины содержа-

распознавание основывается на закономерностях смешивания вод различного состава, изученных А. Н. Огильви, П. И. Желтовым, Л. С. Балашовым и др.

На основе работ ряда исследователей (А. Н. Огильви и др.) А. Р. Ахундовым предложено для определения пропорций двух смешивающихся вод в составе смесей пользоваться формулой

$$x = \frac{C - B(100)}{A - B}, \quad (\text{XII.5})$$

где x — содержание первой воды в составе смеси;

A — содержание какого-либо компонента в первой воде (состав смешивающихся вод известен);

B — то же во второй воде;

C — то же в воде-смеси.

Формула (XII.5) справедлива для случая отсутствия вторичных процессов, т. е. выпадения осадков и т. п. В противном случае линейная зависимость не соблюдается.

Для более точного решения задачи рекомендуется определять

ния различных (главнейших) компонентов в первой смешивающейся воде, на правой вертикальной оси — соответственно во второй воде. Точки одного компонента на разных осях соединены прямыми. Величины содержания тех же компонентов в изучаемой воде-смеси наносятся на одну из вертикальных осей и от них проводятся горизонтальные линии до пересечения с прямыми, соединяющими значения содержания данного компонента в смешивающихся водах. Из этих точек пересечений опускаются вертикальные линии до основания графика, где нанесены пропорции смешения двух вод (в %). Таким образом находится содержание смешиваемых вод в смеси.

Условия применения графика те же, что и формулы (XII.5).

Для конкретных случаев, когда приходится многократно иметь дело с одной и той же водой в «паре» смешивающихся вод (например, закачиваемые в пласты азербайджанских месторождений воды Каспия), А. Р. Ахундовым разработан специальный вариант графического определения соотношения объемов и составов смешивающихся вод. На рис. 81 представлен график смешивания пластовых вод нефтяных месторождений Азербайджана с каспийской водой, построенный упомянутым автором на основе экспериментов по приготовлению искусственных смесей вод. По катетам треугольника нанесены шкалы значений показателей анионного (по оси ординат) и катионного (по оси абсцисс) состава «чистых» и смешивающихся вод в процент-эквивалентной форме. В поле треугольника нанесены линии равного процентного содержания закачиваемых вод в смеси с пластовыми водами различного состава (за нуль приняты пластовые воды, за 100% — каспийская вода). Данные по содержанию компонентов в изучаемой смеси наносятся на оси, от соответствующих точек восстанавливаются перпендикуляры до взаимного пересечения. Положение точки пересечения относительно кривых, показывающих пропорции смешивания, позволяет определить пропорцию смешивания изучаемой смеси.

График при необходимости может быть расширен до квадрата. Если вместо каспийской воды для заводнения используется другая, необходимо провести соответствующие опыты по смешиванию (моделирование) и на основе их данных составить другой аналогичный график.

Иногда приходится иметь дело не с двумя, а сразу с тремя смешивающимися водами: при межпластовых перетоках, при замене в процессе заводнения одной закачиваемой воды другой. Метод распознавания смесей трех вод предложен С. Киннелом; он использует равностороннюю треугольную призму.

Как отмечено выше, рассмотренные методы распознавания смесей базируются на линейных зависимостях, наблюдаемых при отсутствии процессов выпадения солей, газообразования и т. п. Более общие случаи смешивания вод изучались Ф. А. Гезаловым, А. М. Никаноровым, Л. Е. Сокирко. На рис. 82 помещена диаграмма смешивания двух вод по данным А. М. Никанорова и Л. Е. Сокирко,

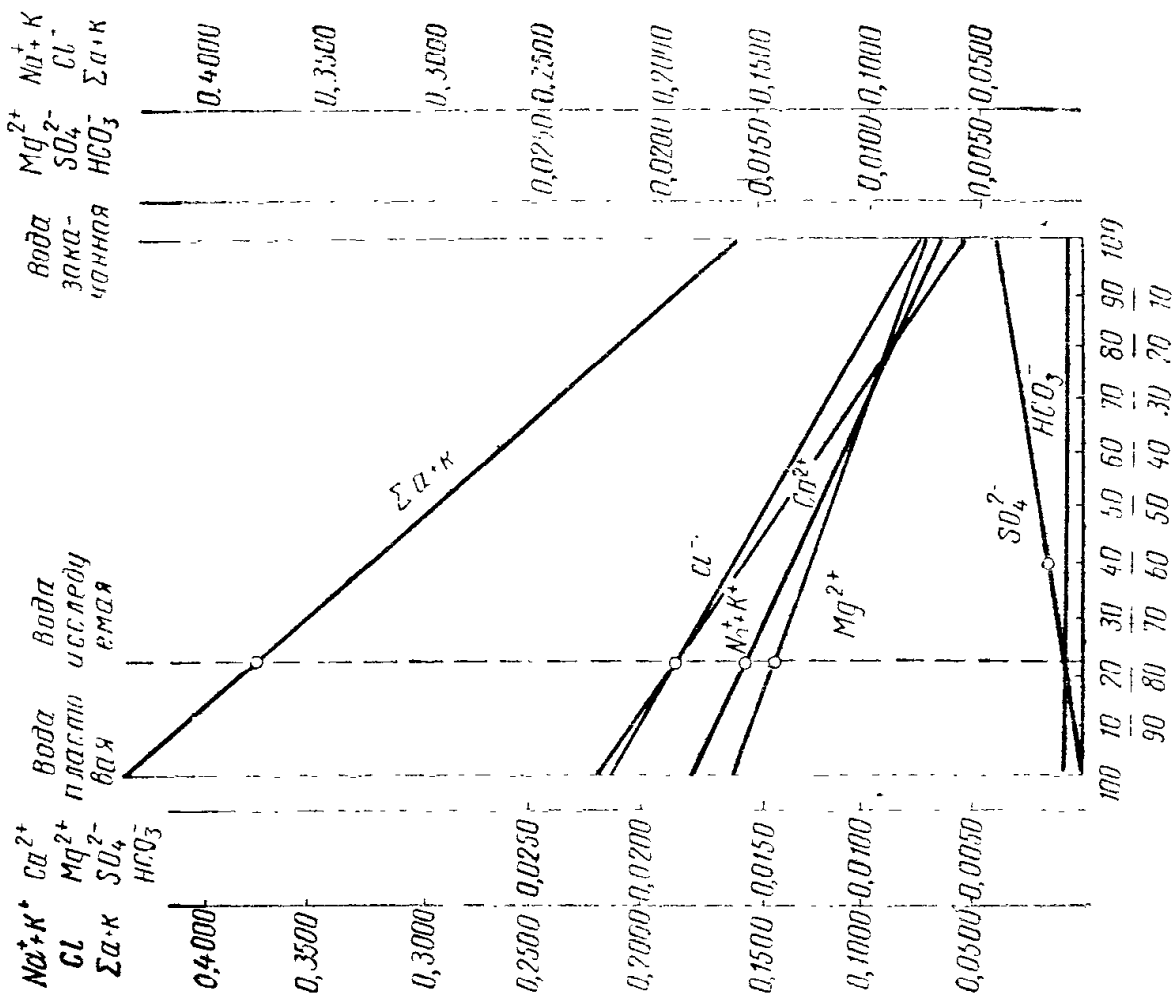


Рис. 80. Графический метод распознавания смеси двух вод (график А. Н. Огильви; пример по А. Р. Ахундову).

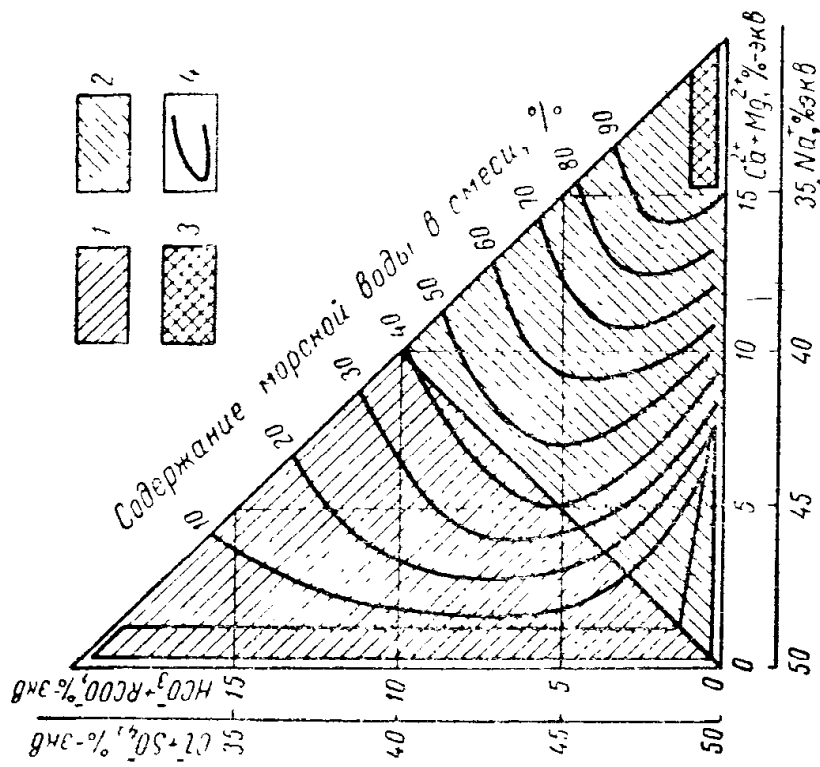


Рис. 81. График смешивания пластовых вод Азербайджана с водой Каспийского моря (по А. Р. Ахундову).

1 — воды гидрокарбонатно-натриевого типа по Сулину («щелочные»); 2 — воды хлоридно-кальциевого и хлоридно-магниевого типов по Сулину («жесткие»); 3 — каспийская вода; 4 — изолинии содержания каспийской воды в составе смесей.

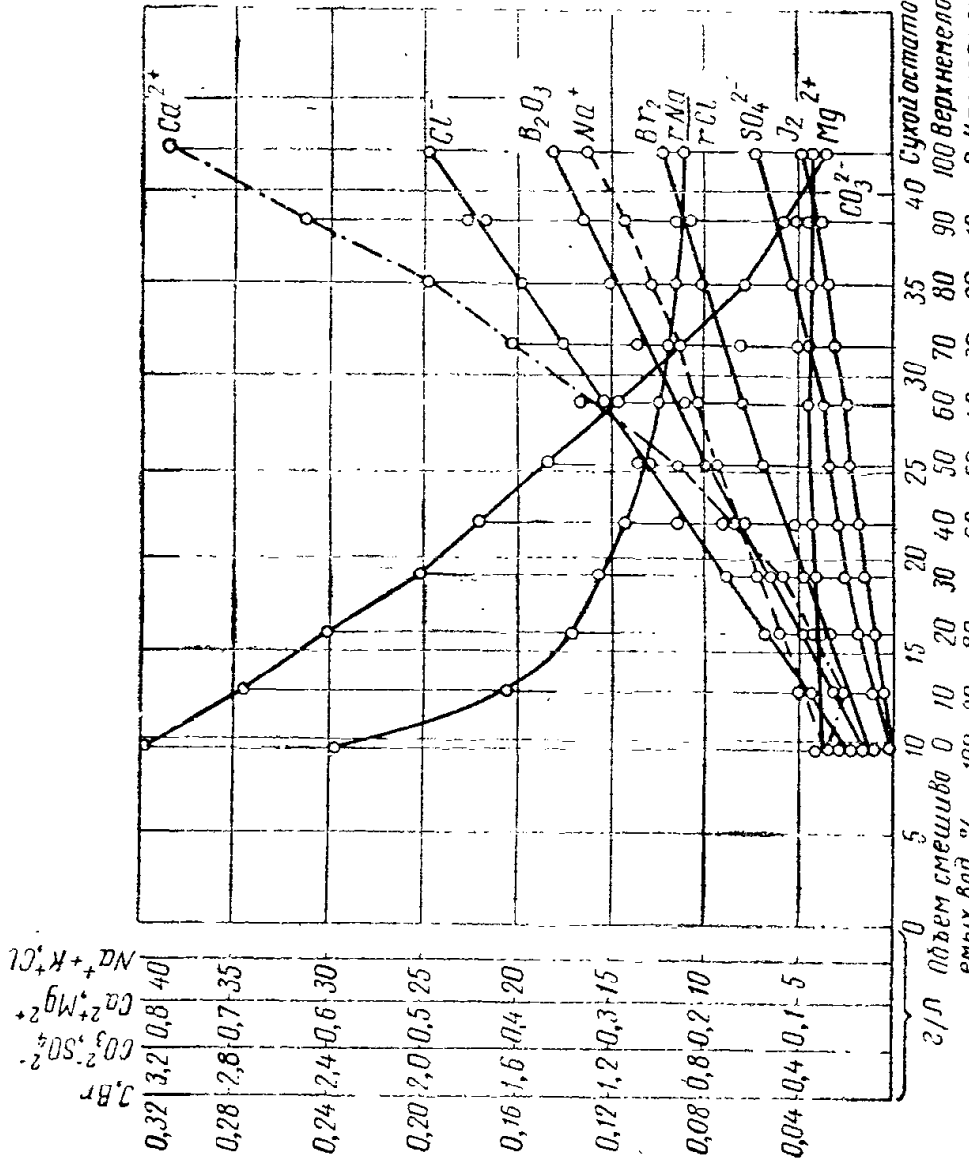
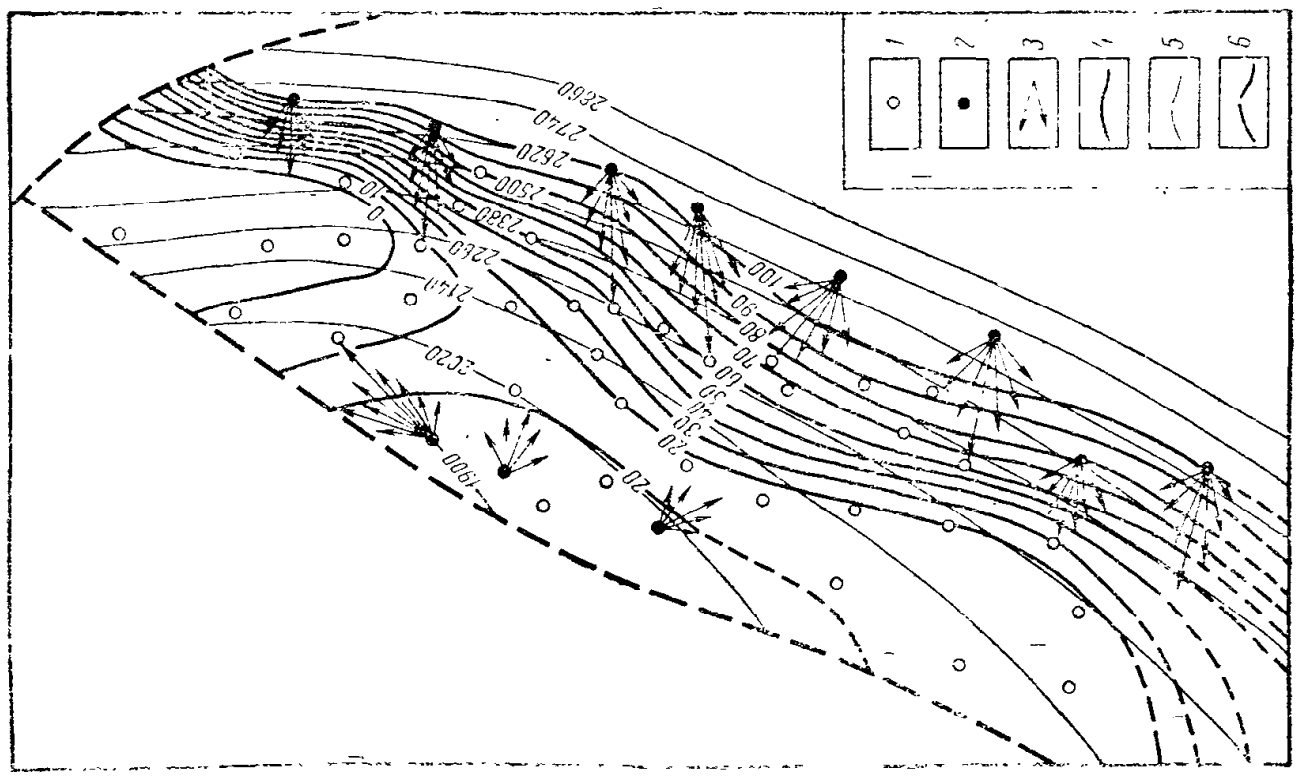


Рис. 82. График смешивания караганской и верхнемеловой вод (по А. М. Никанорову и Л. Е. Сокирко).

Рис. 83. Карта замещения «щелочной» пластовой воды морской, закачиваемой из горизонта ПК-1-5 (юго-восточного поля) месторождения Сурахань (по А. Р. Ахундову).

1 — эксплуатационные скважины; 2 — нагнетательные скважины; 3 — схема предполагаемого движения закачиваемой воды; 4 — линии замещения пластовой воды морской; 5 — структура по кровле свиты ПК в м; 6 — линии тектонических нарушений.



где для некоторых компонентов видно отклонение от линейной зависимости. Эти авторы предлагают на основе таких данных выбирать компоненты, изменяющиеся по линейному закону (обычно хлор и натрий), и только их использовать в целях контроля.

Имея полученные описанными выше способами сведения по содержанию смешивающихся вод в составе находимых в пласте смесей, можно проследивать движение пластовых и закачиваемых вод, определять скорости этого движения на различных участках, расположение языков обводнения и т. п. Для этих целей полезны специальные карты замещения одних вод другими, составляемые путем нанесения выявленных пропорций смешивания разных вод. Пример такой карты показан на рис. 83.

Гидрохимические методы контроля за обводнением и заводнением залежей нефти обладают рядом значительных преимуществ перед другими методами (например, методом радиоизотопов): они отличаются технической простотой, дешевизной, большей надежностью — хотя бы вследствие того, что предполагают одновременное использование большого числа параметров (компонентов ионного состава вод) и др.

Глава XIII

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ПОДЗЕМНОГО ХРАНЕНИЯ ГАЗА И ЗАХОРОНЕНИЯ ПРОМЫШЛЕННЫХ СТОКОВ

За последнее время помимо деятельности по добыче, извлечению подземных вод и рассолов широкое развитие получают промышленные процессы закачки в подземные водоносные горизонты жидкостей и газов. Такая закачка ведется с различными целями. Во-первых, с целью подземного хранения («складирования», «магазинирования») некоторых ценных веществ — газа, нефти, пресных вод и т. п.; во-вторых, для технологических задач добычи некоторых полезных ископаемых — нефти (гл. XII), серы, соли и др. — для их вытеснения; наконец, в-третьих, для того чтобы избавиться от ядовитых и вообще вредных отходов промышленности путем их «захоронения».

Во всех этих случаях необходимо знать гидрогеологические условия тех месторождений, куда должна проводиться закачка жидкостей и газов, и прогнозировать изменения этих условий в ходе самой закачки и после нее. Следовательно, необходимы соответствующие гидрогеологические исследования, расчеты и т. п.

Возникает новая особая прикладная отрасль гидрогеологии, охватывающая перечисленные вопросы. Она тесно связана с гидрогеологией нефтяных и газовых месторождений, а в значительной части прямо входит в последнюю: подземные газохранилища, например, представляют собой специфические искусственные газовые месторождения, закачка вод производится для целей разработки залежей нефти, наконец, захоронение различных промышленных стоков (в числе которых находятся и отходы нефтедобывающей промышленности) осуществляется очень часто в пласты, содержащие также и залежи нефти и газа или находящиеся в разрезе нефтяных месторождений, выше или ниже этих залежей.

Гидрогеологические вопросы, связанные с закачкой вод в пласты с целью заводнения нефтяных залежей, освещены в главе XII. Ниже рассматриваются гидрогеологические основы подземного хранения газа и захоронения жидких промышленных отходов. В значительной мере эти основы являются общими, так как в обоих случаях имеет место закачка в пласты посторонних жидкостей или газов, но имеются и существенные отличия.

§ 1. Гидрогеологические основы подземного хранения газа

Гидрогеологические вопросы, связанные с подземным хранением газа, разрабатывались З. В. Заверяевой и Н. И. Лазаревым (1968) в СССР и П. Уизерспуном, Т. Мюллером и Ф. Доповэном (P. Witherspoon, T. Mueller, P. Donovan, 1962) в США.

При проектировании и сооружении подземных газохранилищ главное значение имеет выяснение степени герметичности покрышки над резервуаром (пластом), проектируемым под газохранилище. Этому может помочь изучение гидрогеологических условий. Так,

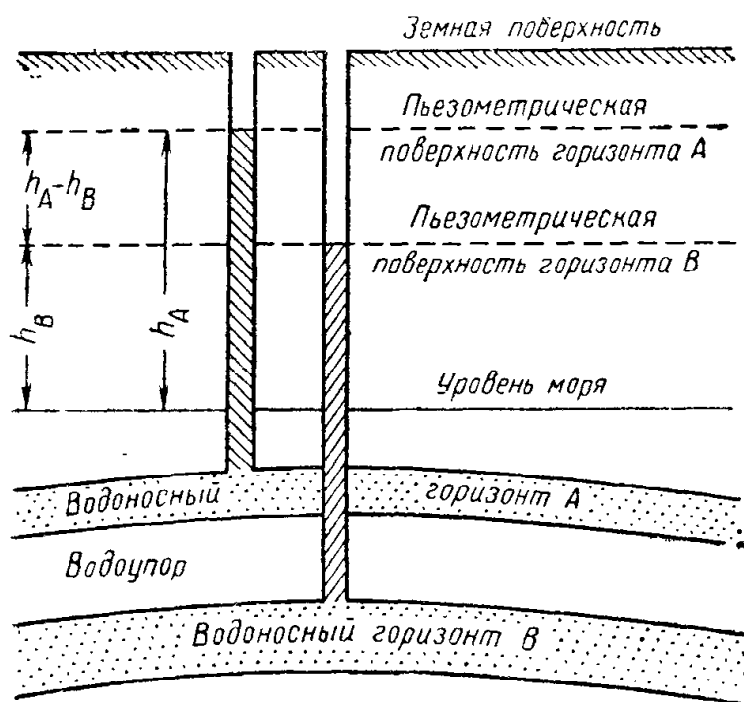


Рис. 84. Схема водоносных горизонтов с различными напорами по П. Уизерспуну и др. (P. Witherspoon and oth.).

Если пьезометрическая поверхность проектного пласта *В* (рис. 84) располагается ниже пьезометрической поверхности вышележащего пласта *А*, то вероятность перетоков из *В* в *А* отсутствует, значит пласт *В* пригоден для закачки газа. Этот случай изображен на схеме. При обратном соотношении пьезометрических поверхностей пластов закачка газа в пласт *В* нецелесообразна.

Гидродинамический метод. Если пьезометрическая поверхность проектного пласта *В* (рис. 84) располагается ниже пьезометрической поверхности вышележащего пласта *А*, то вероятность перетоков из *В* в *А* отсутствует, значит пласт *В* пригоден для закачки газа. Этот случай изображен на схеме. При обратном соотношении пьезометрических поверхностей пластов закачка газа в пласт *В* нецелесообразна.

Полученные описанными выше путями положительные оценки пластов являются предварительными и в последующем должны проверяться специальными наблюдениями при опытной закачке газа.

если между проектным и вышележащими водоносными горизонтами имеется гидравлическая связь и возможны перетоки, то проектный горизонт непригоден для закачки в него газа. По П. Уизерспуну с соавторами при проектировании подземных газохранилищ в водоносном пласте еще до закачки газа для оценки пригодности этого пласта можно использовать: а) гидрохимические данные, б) гидродинамические данные. При этом рекомендуется следующая схема оценки.

Гидрохимический метод. Если составы вод проектного и вышележа-

щих горизонтов различны, значит гидравлическая связь и перетоки между этими горизонтами отсутствуют, следовательно, проектный пласт пригоден для хранения газа. Если состав вод проектного пласта такой же, что и верхних вод, то вероятно гидравлическая связь и перетоки между ними, следовательно, проектный пласт непригоден для хранения газа.

По Н. И. Лазареву второй этап гидрогеологических исследований, связанных с вопросами подземного хранения газа, наступает с момента начала закачки газа и продолжается при эксплуатации газохранилища. Здесь в основном следует наблюдать за теми изменениями естественных условий, которые возникают под влиянием закачки газа. Цель наблюдений — фиксация утечки газа и расползания искусственной газовой залежи (газового «пузыря») по пласту. Главное значение приобретают данные по газовому составу вод, так как в окружающих искусственную залежь водах прежде всего изменяется газонасыщенность и состав газов. Специфика исследований обуславливается также периодичностью работы газохранилища (периоды закачки сменяются периодами отбора).

Помимо основных задач контроля утечек и «расползания» при помощи гидрогеологических исследований могут решаться и некоторые другие вопросы разведки и эксплуатации газохранилищ. До настоящего времени в разработке гидрогеологических основ подземного хранения газа в сущности сделаны только первые шаги, в дальнейшем предстоит значительное расширение этих исследований.

§ 2. Гидрогеологические основы захоронения промышленных стоков

Загрязнение поверхностных вод отходами промышленного производства принимает огромные масштабы, в связи с чем проблема надежного и экономичного обезвреживания и удаления вредных промышленных стоков приобретает особое значение. Решение этой проблемы прежде всего связано с улучшением технологии очистки сточных вод и их многократным использованием в системе оборотного водоснабжения.

Вместе с тем в ряде случаев может успешно применяться способ подземного захоронения промышленных стоков путем их закачки в глубокие водоносные горизонты.

В нефтедобывающей промышленности сточные воды формируются при эксплуатации обводненных нефтяных скважин в условиях недостаточно полного разделения нефти и воды на установках по обезвоживанию нефти. Частично эти воды могут использоваться в системах заводнения залежей и в некоторых других целях, но частично их приходится сбрасывать в поглощающие горизонты.

При необходимости сброса сточных вод нефтепромыслов (увеличивающейся при применении заводнения залежей) важное значение приобретает выявление в разрезе нефтяных месторождений поглощающих горизонтов и зон. Выбрать такие горизонты позволяет гидрогеологическая изученность разреза. Поглощающие зоны, препятствующие разбуриванию площади, из вредного фактора превращаются в полезный, позволяющий предохранять от загрязнения поверхностные водоемы.

Вопросы утилизации сброса сточных вод нефтепромыслов специально рассматриваются в книге Е. А. Миронова (1971).

Помимо сточных вод нефтепромыслов, необходимость захоронения жидких отходов возникает в химической, атомной и ряде других отраслей промышленности. Например, в Германии (ГДР и ФРГ) за период с 1925 по 1960 г. через скважины и колодцы сброшено 170 млн. м³ жидких отходов калийной промышленности, представляющих собой концентрированные растворы с минерализацией 300—400 г/л. В США атомное предприятие в Хенфорде (шт. Колорадо) сбросило до 1959 г. примерно 15 млн. м³ радиоактивных вод и т. п.

Анализ геолого-гидрогеологических условий захоронения промышленных стоков, проведенный В. М. Шестаковым, В. М. Гольдбергом и другими исследователями, показывает, что наиболее целесообразно захоронять высокотоксичные стоки, трудно поддающиеся очистке, в количестве, не превышающем 3—5 тыс. м³/сут. К таким стокам относятся сточные воды производства нитросоединений, фтора, ацетилена, тетраэтилсвинца, ртути, мышьяка, инсектицидов, искусственного каучука, искусственного волокна, пластмасс, предприятий анилинокрасочной и химико-фармацевтической промышленности и др. Кроме того, подземное захоронение можно использовать также для хранения (магазинирования) стоков, содержащих полезные компоненты, с последующим их извлечением на поверхность (как это делается при подземном хранении газа).

Важнейшим гидрогеологическим вопросом, который требует первоочередного решения для обоснования подземного захоронения промышленных стоков, является возможность (или невозможность) перетоков вод через разделы, определяющие условия взаимодействия водоносных горизонтов. Подход в данном случае такой же, что и при проектировании подземных газохранилищ. Но здесь решение важно для прогноза миграции загрязнений и попадания промышленных стоков в подземные воды, используемые в других целях (водоснабжения, лечебных и др.).

Для изучения условий сброса промышленных стоков проводятся специальные гидрогеологические исследования, включающие: изучение геологического строения и гидрогеологических условий района, где намечается сброс этих стоков; бурение опытных скважин и проведение опытно-исследовательских работ по определению приемистости и других гидрогеологических параметров поглощающего пласта; лабораторные исследования для определения физических свойств поглощающего пласта, а также пород кровли, подошвы и влияния на них сточных вод; физико-химические исследования взаимодействия промышленных стоков и подземных вод поглощающего горизонта; гидрогеологические расчеты необходимого количества поглощающих скважин, их расположения в плане, давления при закачке и т. п.; опытные закачки промышленных стоков при режиме, соответствующем эксплуатационным условиям, и при наличии системы наблюдательных скважин.

Очень существенно, что при движении захороняемых промышленных стоков по коллекторам происходит частичная сорбция вред-

ных компонентов минеральным веществом пород (в результате химических реакций и др.). Поэтому «срок жизни» вредных захороняемых веществ может быть и сравнительно коротким. В общем случае, учитывая направления и скорости фильтрации по пластам, состав стоков, состав смешивающихся с ними подземных вод, сорбционные емкости пород, можно рассчитывать расстояния, на которых стоки сохраняют свои вредные свойства, и определять местоположение участков, на которых они уже теряют их. Проектирование захоронения следует вести таким образом, чтобы подобные участки находились вне сферы действия различных водозаборов, в том числе нефтяных и газовых промыслов.

При проектировании захоронения промышленных стоков важное значение имеют данные наблюдений режимной сети скважин, о которой шла речь в предыдущей главе.

В качестве примера исследований и расчетов при проектировании захоронения промышленных стоков можно указать работы В. И. Лялько и Ю. Ф. Филиппова по Днепровско-Донецкой впадине (1971). Им было выполнено районирование впадины по геолого-гидрогеологическим условиям подземного захоронения сточных вод, выбраны полигоны подземного захоронения, расположенные вблизи пунктов, для которых в перспективе предусмотрена утилизация промышленных стоков (города Чернигов, Прилуки, Кременчуг и др.), в пределах оптимальных для захоронения участков недр, и проведено прогнозирование работы групповых нагнетательных систем скважин с помощью интегратора УСМ-1 и ЭЦВМ «Минск-22». Затем были проведены экспериментальные исследования физико-химической совместимости пластовых вод и промышленных стоков, которые показали, что снижение живого сечения пор в пласте-коллекторе вследствие выпадения осадка нерастворимых солей при смешивании пластовых и сточных вод весьма незначительно (до 1%) и не может существенно уменьшить проницаемость пласта.

Расчетами доказано, что в пределах Западно-Михайловского поднятия можно захоронять промышленные стоки Кременчугского нефтеперерабатывающего завода в объемах до 4 млн. м³/год при сроке эксплуатации, гарантированном от перетоков сточных вод в верхние горизонты, около 30 лет. При этом ориентировочная стоимость захоронения 1 м³ промышленных стоков составит около 30 коп., что значительно меньше стоимости очистки этих вод.

Глава XIV

НЕФТЕГАЗОНОСНЫЕ БАСЕЙНЫ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Почти все нефтяные и газовые месторождения находятся внутри бассейнов подземных вод, а из числа последних в основном — в бассейнах напорных пластовых вод. Нефтяные и газовые залежи, как указывалось выше (гл. X), являются элементами природных водонапорных систем.

Однако далеко не все бассейны напорных пластовых вод нефтегазоносны. Поэтому следует выделить **нефтегазоносные бассейны подземных вод**¹ (нефтегазоводоносные бассейны), которые в отличие от других бассейнов подземных вод содержат залежи нефти и газа. Вопрос о том, почему одни подземные водные бассейны нефтегазоносны, а другие, сходные по строению (пластового типа), нет, весьма сложен. В последнее время выясняется, что основным условием нефтегазоносности бассейна служит достаточная — превышающая 2—3 км — мощность разреза выполняющих его осадочных образований: это обеспечивает возможность развития процессов нефтеобразования, основная стадия (главная фаза) которых наступает при погружении осадочных пород на соответствующие глубины, где температуры достигают 70—100° С и более.

Бассейны трещинных вод и сочлененные системы мелких бассейнов пластовых и трещинных вод обычно сложены породами, подвергшимися уже столь сильному катагенным и гипергенным изменениям (при складко- и разрывообразовании), что нефтяные и газовые залежи по большей части в них уже разрушены.

§ 1. Типы нефтегазоносных бассейнов подземных вод

Рассмотрение нефтегазоносных бассейнов подземных вод, расположенных в пределах СССР, позволяет выделить среди них бассейны трех главных типов.

¹ Понятие «нефтегазоносный бассейн подземных вод» нельзя полностью отождествлять с понятием «нефтегазоносный бассейн» (по И. О. Броду и др.).

В бассейнах I типа нефтегазоносность приурочена преимущественно к палеозойским отложениям, отчасти (в наложенных бассейнах) к мезозойским.

К этому типу (который условно можно назвать п а л е о з о й - с к и м) относятся бассейны: Волго-Уральский с Северо-Каспийским наложенным бассейном, Печорский, Балтийский, Днепровско-Донецкий, Припятский, Ангаро-Ленский. В тектоническом отношении все они расположены на платформах с древним (докембрийским) фундаментом, захватывая местами прилегающие древние краевые прогибы. В орографическом отношении эти бассейны размещаются в пределах равнин, захватывая местами эпиконтинентальные моря и предгорья древних невысоких горных сооружений. К характерным гидрогеологическим чертам данного типа бассейнов относятся: большая роль инфильтрационных водонапорных систем, слабая газонасыщенность вод, преобладание рассолов.

Нефтегазоносные бассейны подземных вод II типа характеризуются нефтегазоносностью преимущественно мезозойских отложений, но часто со значительной нефтегазоносностью также и кайнозоя (иногда — только в наложенных бассейнах).

К II типу (который условно может быть назван м е з о з о й - с к и м) относятся бассейны: Предкарпатский, Причерноморский, Азово-Кубанский, Среднекаспийский (с Терско-Дагестанскими наложенными бассейнами), Амударьинский, а также Ферганский и Афганско-Таджикский. В тектоническом отношении они располагаются на плитах с молодым (палеозойским) фундаментом, захватывая прилегающие молодые краевые прогибы альпийских складчатых сооружений, а два последних бассейна — во впадинах эпиплатформенных орогенов. В орографическом отношении нефтегазоносные бассейны II типа находятся также в пределах равнин и эпиконтинентальных участков морей, но захватывают предгорья молодых высоких горных сооружений; два последних из перечня бассейнов данного типа приурочены к межгорным котловинам.

Для гидрогеологии бассейнов II типа характерно развитие как инфильтрационных, так и элизионных водонапорных систем, высокая газонасыщенность вод в пределах основных частей бассейнов (есть и исключения), широкое развитие относительно маломинерализованных вод (наряду с наличием рассолов). Промежуточное положение между бассейнами I и II типов занимает Западно-Сибирский нефтегазоносный бассейн подземных вод, самый большой в мире.

III тип нефтегазоносных бассейнов подземных вод в пределах СССР представлен только одним бассейном — Южно-Каспийским. Нефтегазоносность приурочена главным образом к кайнозойским отложениям. Бассейн находится во внутренней впадине альпийской складчатой системы, еще сохраняющей геосинклинальные черты, занятой глубоким морским водоемом и межгорными впадинами. В гидрогеологическом отношении для данного бассейна характерно исключительное развитие элизионного водообмена, чрезвычайно высокая газонасыщенность основной части разреза, аномальное

распределение различных по составу вод (гидрохимическая инверсия) и некоторые другие черты. На рис. 85 представлена схематическая карта размещения нефтегазоводоносных бассейнов различных типов в пределах части СССР западнее Енисея.

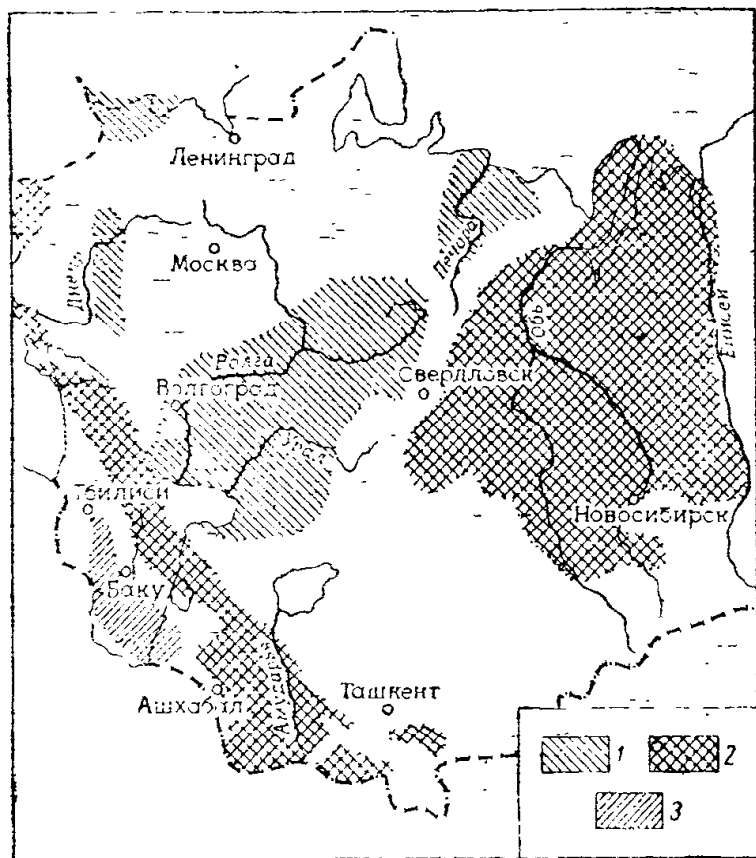


Рис. 85. Схематическая карта нефтегазоводоносных бассейнов части СССР западнее Енисея. Бассейны: 1 — палеозойского типа, 2 — мезозойского типа, 3 — кайнозойского типа.

Расположенные в пределах другой части СССР (восточнее Енисея) нефтегазоводоносные бассейны подземных вод (за исключением Ангаро-Ленского) — Лено-Вилуйский бассейн, дальневосточные, граничащие с Тихим океаном, и другие — еще недостаточно изучены, и отнесение их к какому-либо из выделенных выше типов затруднительно.

Все упомянутые выше (и показанные на схеме) бассейны относятся к бассейнам пластовых вод. Из числа бассейнов трещинных вод и смешанных (сочлененных), характеризующихся значительной нефтегазоносностью, в пределах СССР можно указать бассейны, приуроченные к Карнатам.

Ниже рассматриваются наиболее изученные нефтегазоводоносные бассейны подземных вод, представляющие (в качестве примеров) три выделенных выше типа, и даются краткие сведения о некоторых других бассейнах.

§ 2. Нефтегазоводоносные бассейны I типа (палеозойские)

Из числа бассейнов I типа (палеозойских) наиболее изучен Волго-Уральский, гидрогеологии которого посвящены многочисленные исследования. Новейшие сведения об этом нефтегазоводоносном бассейне в целом приводятся в работах Г. П. Яковсона.

Границы Волго-Уральского бассейна в схеме определяются Тиманом, Токмовским сводом, Воронежской антеклизой, Каспийским морем, Уралом. На южной окраине располагается наложенный Прикаспийский бассейн мезозойских водоносных комплексов, которые в данном бассейне нефтегазоводоносны.

Гидрогеологические условия на всем огромном пространстве Волго-Уральского бассейна сравнительно однородны, что является

характерной чертой платформенных областей и связано с их относительно простым геологическим строением.

Главнейшие водоносные горизонты Волго-Уральского бассейна находятся в отложениях перми, карбона и девона. Верхнепермские горизонты на большей части территории их развития выходят на дневную поверхность и раскрыты; в них залегают грунтовые воды или развиты мелкие местные бассейны напорных вод.

В составе отложений нижней перми имеется кунгурская гипсово-ангидритовая толща, представляющая собой мощный водоупор, своеобразную «крышу» для нижележащих водоносных горизонтов.

В тех районах, где кунгурская гипсово-ангидритовая толща отсутствует (Татарский свод, Самарская Лука, район Саратовских дислокаций — и вообще юго-западная часть бассейна), наблюдаются несколько иные условия: инфильтрация сверху — может местами проникать и в горизонты карбона.

На юго-востоке бассейна (Кинель-Бугурусланская зона, юго-восточный склон Русской платформы) соленосные свиты залегают также среди верхнепермских отложений. Там закрытые условия (и соответственно промышленная нефтегазоносность) существуют уже выше кунгурского яруса — в уфимских и казанских отложениях.

Карбонатная толща верхнего и среднего карбона может рассматриваться как один водоносный комплекс пластово-трещинного характера. Так как эта толща обладает значительной вертикальной проницаемостью, связанной с трещиноватостью, инфильтрация верхних вод может проникать по ней вплоть до низов среднекаменноугольного отдела.

В разрезе отложений нижнего карбона и девона можно выделить два карбонатных водоносных комплекса пластово-трещинного характера — визейско-намюрский и фаменско-турнейский, и два песчано-глинисто-карбонатных водоносных комплекса пластового характера — угленосную свиту нижнего карбона и так называемый терригенный комплекс девона (в основании девонского разреза Волго-Уральской области). Третий песчано-глинистый водоносный комплекс, верейский, залегающий в подошве среднекаменноугольного отдела, отделяет визейско-намюрскую карбонатную толщу от толщи отложений верхнего и среднего карбона.

Глинистые горизонты терригенных комплексов можно расценивать как водоупоры.

Во всех районах Волго-Уральского бассейна вниз по разрезу отложений палеозоя наблюдается принципиально одинаковая картина изменения состава вод: повышение общей минерализации, хлоридности, бромидности, снижение сульфатности вод (рис. 86).

Общая минерализация вод на протяжении палеозойского разреза возрастает местами в десятки раз. Так, в Туймазах она увеличивается вниз по разрезу от 16 до 250 г/л (от пермских до девонских горизонтов).

Общая минерализация вод достигает предела ($> 250-280$ г/л) в разных районах на различных глубинах.

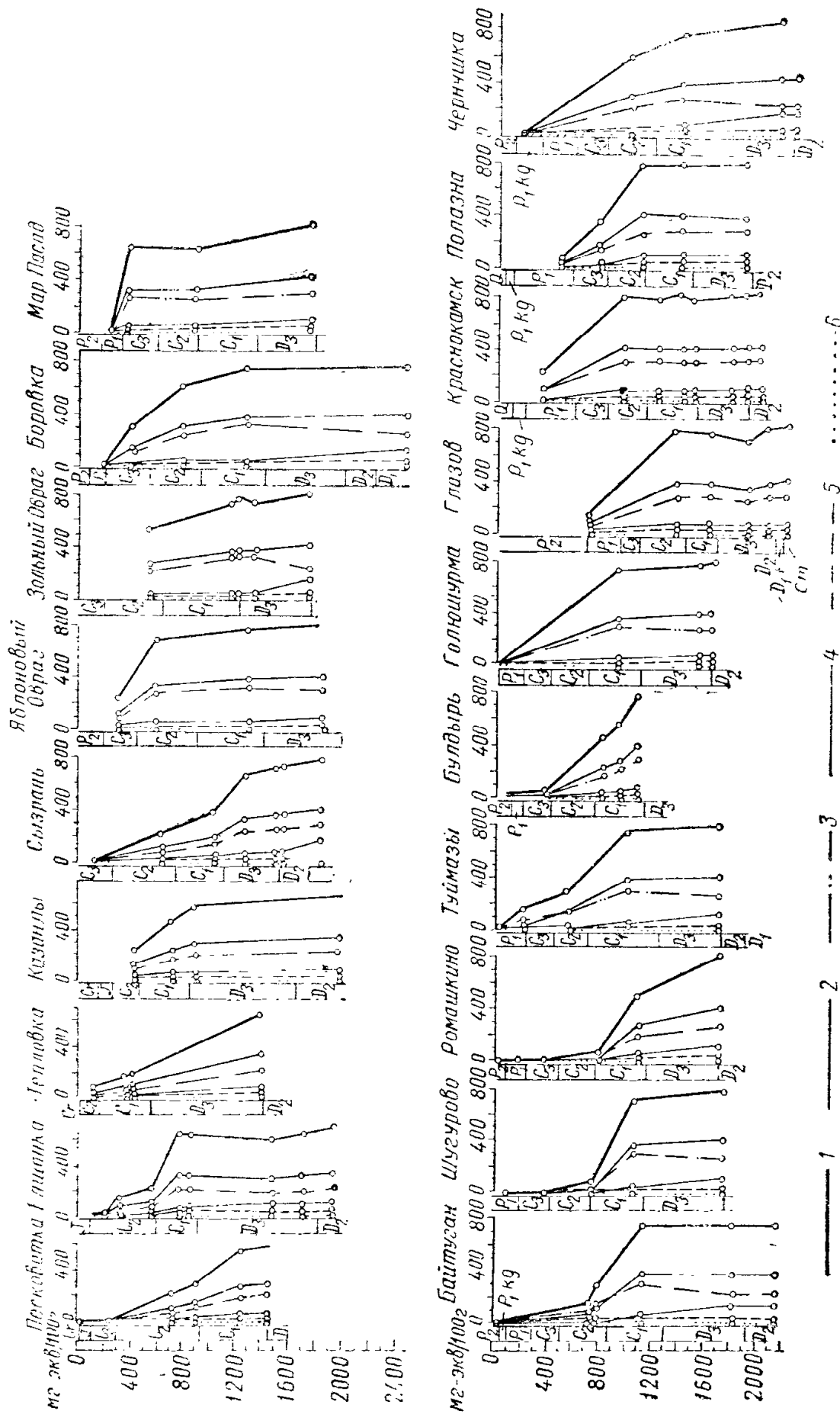


Рис. 86. Схемы гидрохимических разрезов Волго-Уральской нефтяноносной провинции (по В. А. Кротовой).

1 — минерализация в мг-экв/100 г; содержание в мг-экв/100 г: 2 — Cl⁻; 3 — Na⁺ + K⁺; 4 — Ca²⁺; 5 — Mg²⁺; 6 — SO₄²⁻.

Изменение общей минерализации вод по разрезам различных районов Волго-Уральского бассейна схематично изображено на рис. 86 (по В. А. Кротовой). Некоторые геохимические параметры вод Волго-Уральского бассейна (по В. А. Кротовой, 1956) приведены в табл. 26.

Т а б л и ц а 26

Система	$\frac{r \text{ Na}}{r \text{ Cl}}$	$\frac{\text{SO}_4}{\text{Cl}} \cdot 100$	$\frac{\text{Cl}}{\text{Br}}$
Р	0,98—0,90	1000—0	1450—500
С	0,90—0,75	60—0	500—200
Д	0,80—0,50	0	250—80

Как видно из табл. 26, натрий-хлорный коэффициент вод вниз по разрезу уменьшается почти вдвое, а сульфатность — от очень больших величин до нуля. Высокая сульфатность многих пермских вод объясняется влиянием гипсово-ангидритовых толщ, которые, следовательно, имеют не только гидравлическое, но и химическое значение.

Содержание брома, особенно относительное, тоже возрастает с глубиной, в связи с чем величина хлор-бромного коэффициента снижается.

Определенные изменения прослеживаются и по простиранию отдельных водоносных комплексов. Для верхних горизонтов (пермь, верхний карбон), где состав вод отличается значительной пестротой, эти изменения недостаточно закономерны.

Изменение состава вод по площади девонских горизонтов иллюстрируется, например, гидрохимическими картами, составленными в свое время В. А. Кротовой¹ (рис. 87). На этих картах видно, что рост относительной хлоридности и бромидности вод происходит в восточном и юго-восточном направлениях, т. е. в тех направлениях, в которых наблюдается увеличение глубины залегания и закрытости данного водоносного комплекса. В этих же направлениях закономерно уменьшается сульфатность вод.

Основную часть разреза палеозоя в большинстве районов Волго-Уральского бассейна занимают хлоридные кальциево-натриевые рассолы. Мощность занятой ими зоны достигает 2 км и более, а площадь — нескольких тысяч квадратных километров. Можно говорить о «подземном море» рассолов, на поверхности которого «плавает» более или менее мощный слой вод других типов.

Рассолы не вполне однородны. Внутри них наблюдаются различия в хлоридности, сульфатности и бромидности (рис. 87). В наиболее погруженных частях бассейна идет относительное накопление кальция за счет натрия, а также брома за счет хлора. В пределах величины натрий-хлорного коэффициента падают до 0,5 и ниже,

¹ Более новые карты Г. Н. Куниной, Г. П. Якобсона и других исследователей показывают принципиально ту же картину.

т. е. появляются уже натриево-кальциевые рассолы. Значение хлор-бромного коэффициента рассолов в отдельных случаях падает даже ниже 60, при содержании брома свыше 3 г/л. Газонасыщенность вод в основном невелика, почти повсюду в бассейне имеется значительный дефицит газонасыщения. В составе газов много азота (до 50% и больше), причем в составе его имеется воздушный азот.

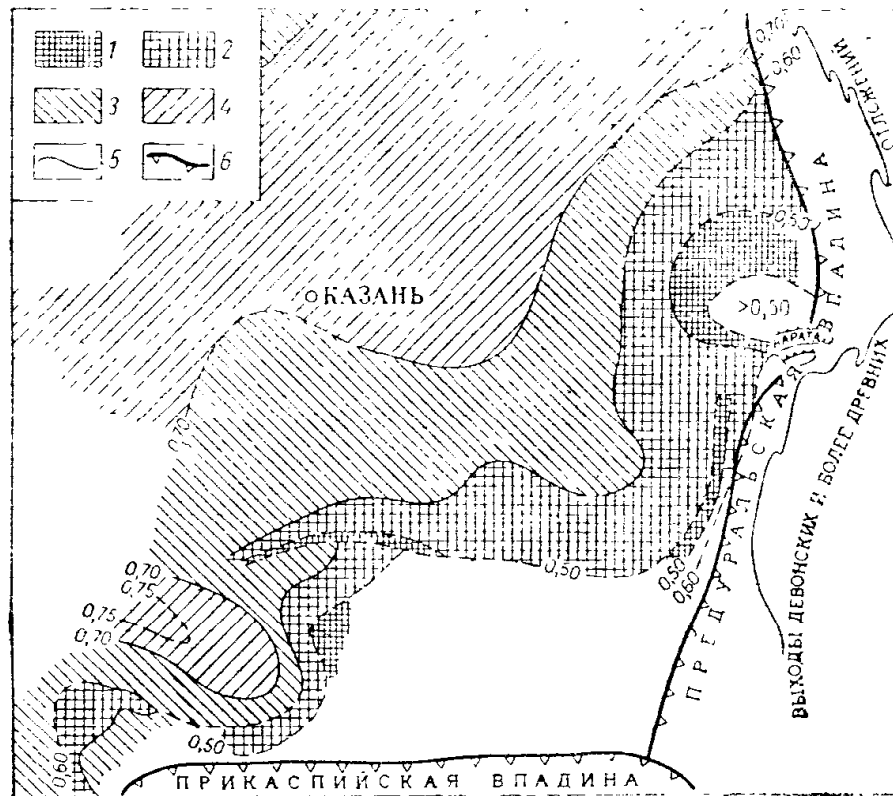


Рис. 87. Схематическая карта натрий-хлорного коэффициента вод в терригенной толще верхнего девона Волго-Уральской нефтегазоносной провинции (по В. А. Кротовой).

Значение величин $\frac{rNa}{rCl}$: 1 — 0,4—0,5, 2 — 0,5—0,6, 3 — 0,6—0,7, 4 — > 0,7; 5 — изолинии величин $\frac{rNa}{rCl}$; 6 — границы впадин.

Общая газонасыщенность вод и содержание углеводородов в растворенных газах уменьшаются по мере удаления от нефтяных и газовых залежей.

Рассмотрение карт изопьез (рис. 88) позволяет сделать вывод, что пьезометрические поверхности водоносных горизонтов в отложениях девона и карбона наклонены в основном с севера на юг, с северо-запада на юго-восток, а на юго-западе бассейна — и с запада на восток.

Закономерности, которые выявляются по картам гидроизопьез, свидетельствуют о том, что в важнейших водоносных комплексах Волго-Уральского бассейна движение вод и рассолов на современном этапе направлено в основном с севера и запада на юг и восток, от Северных Увалов, Среднерусской возвышенности и западных

участков Приволжской возвышенности в сторону Прикаспийской низменности.

Охарактеризованные гидродинамические закономерности находятся в соответствии и с гидрохимическими закономерностями.

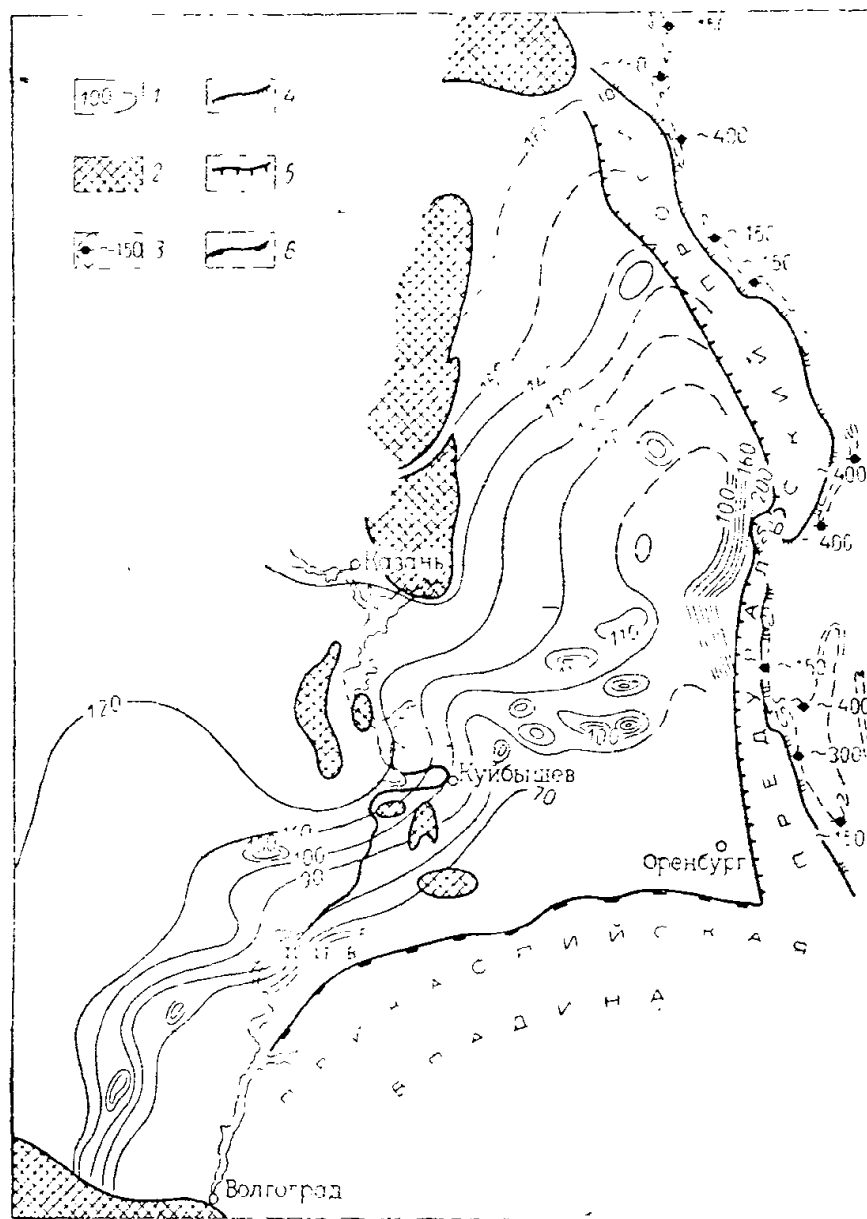


Рис. 88. Карта пьезометрической поверхности вод средне-верхнедевонского водоносного комплекса Волго-Уральской нефтегазоносной провинции (по Г. П. Якобсону).

1 — изогипсы; 2 — области отсутствия комплекса; 3 — уровень воды в районах выхода пород на Урале и Тимане; 4 — граница складчатого Урала; 5 — западный борт Предуральского прогиба (по артинским отложениям); 6 — северный борт Прикаспийской синеклизы.

Направления движения вод и направления роста их хлоридности в общем совпадают.

Для центральной части Волго-Уральского бассейна (восток Татарии и запад Башкирии) с направлением гидравлического уклона в девонском водонапорном комплексе совпадает также направление наклона поверхностей нефтеводяных контактов (месторождения Ромашкино, Туймазы, Шкапово и др.).

Скорость движения рассолов в девонских горизонтах этой же центральной части Волго-Уральского бассейна по расчетам В. В. Ягодина примерно 10 см/год. Близкие величины получены другими авторами.

На основе установленных гидродинамических закономерностей намечаются и зоны создания напора и зоны разгрузки водонапорных комплексов бассейна.

Согласно новейшим данным Г. П. Якобсона главная область создания напора и инфильтрационного питания Волго-Уральского бассейна связана с совокупностью внутренних положительных тектонических элементов Русской плиты — Воронежской антеклизой, Токмовским сводом, Коми-Пермяцким сводом и т. п., т. е. окаймляет бассейн с запада и севера.

Таким образом, важнейшие зоны создания напора в Волго-Уральском бассейне внутренние, приуроченные к возвышенностям, расположенным в пределах равнины.

Гидродинамическое значение Уральских гор для Волго-Уральского бассейна по новейшим данным весьма невелико. На юге и юго-востоке бассейна палеозойские водонапорные комплексы погружены на очень большие глубины и перекрыты мощными мезозойскими комплексами, образующими Прикаспийский наложенный бассейн. Имеются данные о разгрузке там палеозойских комплексов в вышележащие горизонты на участках расположения соляных куполов.

Преимущественно скрытые очаги разгрузки палеозойских водонапорных комплексов разбросаны почти по всему пространству Волго-Уральского бассейна. Для карбона открытые очаги разгрузки в виде родников известны на Самарской Луке, в Сергиевском, Чапаевском и некоторых других районах Заволжья. Для девонских комплексов открытых очагов разгрузки в пределах Волго-Уральского бассейна неизвестно. Скрытые очаги разгрузки в вышележащие водонапорные горизонты, отражаемые гидродинамическими и гидрохимическими аномалиями, широко распространены; в них происходит переток рассолов из девонских горизонтов в каменноугольные, из последних в пермские и т. п. Примером может служить район устья р. Белой (см. гл. XI, рис. 67).

Скрытая разгрузка палеозойских водоносных комплексов происходит также и в переуглубленных долинах Волги и Камы в развитые в этих долинах кайнозойские отложения. Эти очаги тоже отражаются в виде водяных куполов и гидрохимических аномалий.

Очень сложна гидрогеологическая история Волго-Уральского бассейна. А. Л. Козлов в 1959 г. правильно указал, что наблюдаемые сейчас в Волго-Уральском бассейне гидродинамические условия существуют, вероятно, только с недавнего времени. Если принять скорость потока в девонском комплексе согласно приведенным выше данным равной 10 см/год, то путь от Северных Увалов до Прикаспийской впадины длиной свыше 1000 км, соответствующий главному направлению современного подземного потока, вода может пройти

лишь за время, превышающее 10 млн. лет, скорее же всего это время значительно (может быть даже на порядок) больше. За данный срок палеогеографические условия области существенно менялись (стоит вспомнить многократные оледенения и трансгрессии, в том числе чрезвычайно обширную акчагыльскую).

Таким образом, несомненно, что и в мезозойскую и кайнозойскую эры, вплоть до антропогена, в гидрогеологической истории нефтегазоносных комплексов Волго-Уральского бассейна неоднократно были элизионные этапы, когда гидродинамические условия и, в частности, направления потоков подземных вод существенно отличались от современных.

Геохимический облик преобладающей части рассола, заполняющих нефтегазоносные коллекторы девона и карбона в пределах Волго-Уральского бассейна, совершенно определенно свидетельствует в пользу седиментационного генезиса (талассогенности) их, причем приходится допускать участие в формировании этих рассолов и процессов подземной дифференциации (см. гл. V). Примесь инфильтрационных вод существенна в районах, прилегающих к зонам современной инфильтрации (в значительной мере действительно совпадающим и с зонами древней — кайнозойской инфильтрации).

С формированием подземных вод и рассолов тесно связано формирование и разрушение нефтяных и газовых месторождений. Нефть и газ тяготеют к востоку и юго-востоку Волго-Уральского бассейна, к районам максимального прогибания. Это свидетельствует о связи нефтегазообразования и нефтегазонакопления с седиментогенными водами и элизионными этапами. Миграция нефти и газа и накопление их в залежах могли иметь место на элизионных этапах. Сейчас происходит разрушение залежей, о чем говорит и газовый состав вод.

Помимо Волго-Уральского, к тому же типу нефтегазоводоносных бассейнов относится ряд других, гидрогеологическая изученность которых много слабее (Печорский, Балтийский, Припятский, Днепровско-Донецкий, Ангаро-Ленский). Насколько можно судить по имеющимся материалам, основные черты их сходны (см. выше), но есть и некоторые, порой существенные отличия. Так, в Днепровско-Донецком нефтегазоносном бассейне по новейшим данным Ю. С. Застежко, И. П. Коросташевца и В. А. Терещенко в палеозойских нефтегазоводоносных отложениях развита водонапорная система элизионного типа, относящаяся к подтипу «старых» элизионных систем (напор в которых возникает в основном за счет уплотнения самих коллекторов — см. гл. V). Существование там элизионной системы связано с тем, что внутренние части бассейна, приуроченного к типичному авлакогену, отделены от зон развития инфильтрационных вод чрезвычайно мощными разрывными экранами.

Как правило, в палеозойских бассейнах залежи нефти и газа окружены водами с относительно небольшой газонасыщенностью и находятся в стадии разрушения (физико-химического и др.).

§ 3. Нефтегазоводоносные бассейны II типа (мезозойские)

Из числа бассейнов этого типа, пожалуй, наиболее изученным и достаточно типичным можно считать Восточно-Предкавказский нефтегазоводонаосный бассейн, который возможно является лишь западной частью обширного Среднекаспийского бассейна (восточная часть последнего — Южно-Мангышлакский бассейн). Центральная часть Среднекаспийского бассейна, покрытая морем, совершенно не изучена в гидрогеологическом и недостаточно изучена в геологическом отношении, поэтому на данном этапе исследований Восточно-Предкавказский бассейн допустимо рассматривать самостоятельно.

В последние годы наиболее важные исследования по гидрогеологии Восточно-Предкавказского бассейна проведены В. Н. Корценштейном с сотрудниками (1960, 1964, 1970), И. Г. Киссиным (1964, 1967), А. В. Дановым и А. И. Поливановой (1967), М. С. Буршттаром и А. Д. Бизнигаевым (1969), А. М. Никаноровым, М. В. Мирошниковым, Г. П. Волобуевым (1968, 1970, 1971). Новейшие данные по гидрогеологии бассейна представлены в коллективной работе А. М. Никанорова, М. В. Мирошникова, Г. П. Волобуева и соавторов (1972).

Восточно-Предкавказский нефтегазоводонаосный бассейн на юге граничит с горно-складчатой системой Большого Кавказа, на востоке уходит в Каспийское море, на севере граница с Прикаспийским бассейном идет по погребенному кряжу Карпинского, который является подземным водоразделом. Западную границу с Азово-Кубанским бассейном следует проводить в районе Адыгейского тектонического выступа.

Гидрогеологические особенности отдельных водоносных комплексов в пределах Восточно-Предкавказского бассейна тоже различны.

Большое значение в строении Восточно-Предкавказского бассейна имеет майкопская водоупорная толща, мощность которой достигает 1500 м. Этот водоупор (местами он содержит водоносные песчаные тела) делит гидрогеологический разрез бассейна на две резко различающиеся части: неоген-антропогеновую и мезозойско-палеогеновую. Большая часть водоносных комплексов, залегающих выше майкопского водоупора, образуют наложенные бассейны, например, Сунженский, Терско-Кумский и т. п.

Базисными нефтегазоводоносными комплексами, определяющими строение Восточно-Предкавказского (вероятно, и Среднекаспийского) бассейна в целом, являются меловые и юрские.

Н и ж н е м е л о в о й водоносный комплекс распространен в пределах всего Восточно-Предкавказского бассейна, но мощность, число и состав его водоносных горизонтов в различных районах неодинаковы. В пределах Ставропольского свода мощность комплекса очень невелика. Наиболее выдержанными являются водоносные песчаники альбского возраста. Неокомские водоносные

горизонты, сложенные как обломочными, так и карбонатными породами, развиты не повсеместно, выклиниваясь к северной границе бассейна (погребенный кряж Карпинского).

Представление о гидрогеологии меловых отложений Восточного Предкавказского бассейна может дать схематическая карта, составленная М. В. Мирошниковым (рис. 89). На этой карте видно, что в юго-восточной наиболее прогнутой части бассейна располагается зона максимальных напоров (сопровождается максимальными

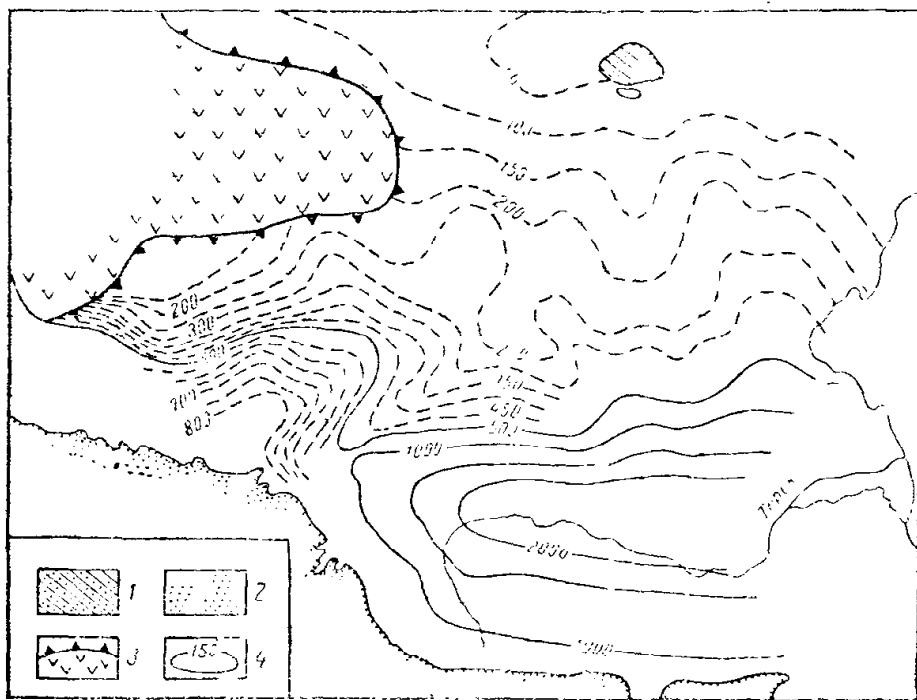


Рис. 89. Схематическая гидродинамическая карта аптских отложений Центрального и Восточного Предкавказья (по М. В. Мирошникову, 1970).

1 — район неглубокого залегания апта; 2 — район раскрытого залегания апта; 3 — район отсутствия отложений апта; 4 — линии равных напоров.

величинами минерализации и хлоридности вод), очевидно, отвечающая области развития элизионной водонапорной системы. Южнее и главным образом западнее гидравлические уклоны снижаются в общем к северу и северо-востоку от Большого Кавказа (в этом же направлении растут минерализация и хлоридность вод), что свидетельствует о распространении в этих местах водонапорной системы инфильтрационного типа.

Довольно четко намечается язык относительно опресненных вод, протягивающийся от района Кавказских Минеральных Вод (КМВ) на северо-восток, вдоль реки Кумы.

Таким образом в бассейне весьма определенно вырисовывается сосуществование элизионной и инфильтрационной водонапорных систем. В пределах элизионной системы наблюдается в общем также максимальная газонасыщенность вод и максимальные температуры. В пределах инфильтрационной системы довольно большой объем

коллекторов занят маломинерализованными явно инфильтрагенными водами. Зоны инфильтрации и создания инфильтрационного напора находятся в области Большого Кавказа, особенно в пределах Минераловодского тектонического выступа (район КМВ).

Разгрузка меловых водоносных горизонтов наблюдается на севере, в пределах погребенного кряжа Карпинского, через поверхности несогласия в плиоценовые отложения.

Гидрогеология юрско-мелового водоносного комплекса в Восточном Предкавказье изучена пока еще слабо, так как он погружается на очень большие глубины. Основные водоносные горизонты юры связаны со среднеюрскими песчаниками. Распространен юрский водоносный комплекс далеко не по всей площади Восточно-Предкавказского бассейна: он отсутствует в пределах Ставропольского свода и на некоторых других участках.

Гидрогеологические закономерности для юрских отложений в основном те же, что и для нижнемеловых.

Другие нефтегазоносные бассейны того же типа имеют, как уже указывалось выше, сходные гидрогеологические черты. Во всех наблюдается существование инфильтрационных и элизионных водонапорных систем. Так, в Предкарпатском бассейне наличие элизионной системы установлено Мышкиным, в Причерноморском бассейне — А. С. Тердовидовым, в Азово-Кубанском бассейне — для майкопских отложений — Б. М. Яковлевым, а для мезозойских выявляется по данным скважин на Медведевской площади и некоторым другим данным. В пределах Южно-Мангышлакского нефтегазоносного бассейна (представляющего, вероятно, как уже говорилось, восточное крыло Среднекаспийского бассейна) на существование элизионной водонапорной системы впервые в печати указано Ю. А. Висковским, а в Амударьинском (Каракумском) бассейне — А. А. Карцевым¹; развитие элизионной системы в пределах последнего бассейна установлено и изучено Л. Г. Соколовским, В. В. Печерниковым, Я. А. Ходжакулиевым, В. Н. Паниковским, М. И. Субботой и другими гидрогеологами.

Наличие элизионной водонапорной системы выявляется также и в таких бассейнах, как Ферганский (впервые предположил А. А. Карцев и детально исследовал Р. Г. Семашев), Афгано-Таджикский (установлено С. Талиповым).

Наряду с развитием элизионных систем, приуроченных преимущественно к областям максимального прогибания, в бассейнах рассматриваемого типа интенсивно выражены инфильтрационные системы, тяготеющие в основном к предгорьям высоких хребтов, значительны объемы инфильтрагенных вод с невысокой минерализацией. Высокая газонасыщенность вод характерна преимущественно для элизионных систем, но залежи нефти и газа (в том числе и очень крупные) встречаются в пределах как тех, так и других водонапорных систем.

¹ Редакторское предисловие к книге Я. А. Ходжакулиева (1966).

§ 4. Нефтегазоводоносные бассейны III типа (кайнозойские)

Как уже говорилось выше, в пределах СССР можно указать лишь один нефтегазоносный бассейн этого типа — Южно-Каспийский. Центральная часть его занята морем, западную и восточную окраины, находящиеся на суше, можно рассматривать как соответственно Азербайджанский и Западно-Туркменский бассейны. В результате интенсивной разведки и разработки морских нефтяных месторождений относительно хорошо изучены и некоторые покрытые морем участки Южно-Каспийского бассейна. Западные

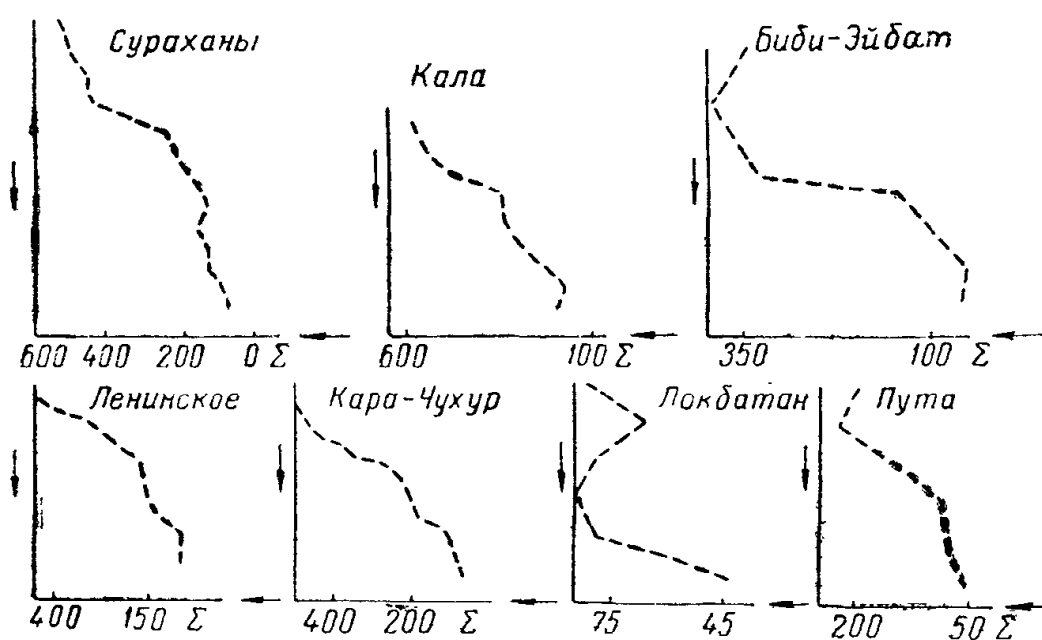


Рис. 90. Схемы гидрохимических разрезов продуктивной толщи Апшеронского полуострова (минерализация вод в мг-экв/100 г).

сухопутные границы Южно-Каспийского бассейна можно условно проводить по выходам мезозойских пород в предгорьях хребтов Большого и Малого Кавказа. На востоке бассейн ограничен невысокими горами Куба-Дага, Большого и Малого Балхана, горной системой Копет-Дага, на юге, в пределах Ирана, — горноскладчатой системой Эльбруса. Северная граница проходит в основном в пределах Каспия, в районе так называемого Апшеронского порога.

Основные нефтегазоводоносные горизонты Южно-Каспийского бассейна известны в плиоценовых отложениях; это в первую очередь продуктивная толща Азербайджана в западной части бассейна и красноцветная толща — в восточной. В этих толщах развиты многочисленные водоносные пласты, содержащие также громадные запасы нефти (и весьма значительные — газа).

Наиболее изучены воды плиоцена (продуктивной толщи) в пределах Апшеронского полуострова. На рис. 90 показаны графики изменения общей минерализации вод по разрезам отдельных месторождений в пределах полуострова. По данным рис. 90 выявляется

основная закономерность, характерная для гидрохимического разреза продуктивной толщи: вниз по разрезу уменьшается общая минерализация (и хлоридность) вод, рассолы сменяются солеными и даже солоноватыми водами. Это типичная гидрохимическая инверсия особенно ярко выражена в центральных и восточных районах Апшеронского полуострова, но устанавливается и на западе полуострова, а также в Кобыстане, Прикуринской зоне, в пределах Апшеронского архипелага. В общем сходная картина наблюдается и в плиоценовых отложениях Западной Туркмении.

Все это сильно усложняется значительной пестротой состава вод в пределах одних и тех же горизонтов, резкими различиями в составе вод отдельных тектонических блоков, на которые особенно сильно разбиты нефтяные и газовые месторождения Западной Туркмении и Прикуринской зоны. Весьма важно, что воды пониженной минерализации, обычно относящиеся к гидрокарбонатно-натриевому и сульфатно-натриевому типам (по В. А. Сулину), в этих последних районах тяготеют преимущественно к приразломным участкам (см. например, рис. 91).

Ввиду указанной пестроты состава вод закономерности изменения его по площади прослеживаются с трудом. Схематично изменения минерализации вод (рассолов) по площади апшеронского водоносного комплекса Западной Туркмении показаны В. В. Колодием (рис. 92). Изменения в других комплексах в общем аналогичны.

На рис. 93 приведена составленная также этим автором схематическая карта гидроизопьез верхнекрасноцветного водоносного комплекса. Сравнивая рис. 92 с рис. 93, можно заметить сходство конфигураций гидроизопьез и изоминер. Распределение изопьез, уменьшение напоров вод от наиболее прогнутых частей бассейна к его бортам свидетельствует о развитии там элизионной водонапорной системы. Никаких признаков существования инфильтрационной водонапорной системы не обнаруживается, тем более, что, как видно, выклинивание водоносного комплекса происходит в подземных условиях, на некотором расстоянии от горного обрамления бассейна (т. е. на дневную поверхность породы этого комплекса не выходят).

Распределение напоров в западной части бассейна неясно. Из-за длительной разработки нефтяных месторождений Азербайджана определения статических уровней пластовых вод, производившиеся за последние годы, не могут точно отображать природные условия, потому использование их нецелесообразно. Наблюдаемые пластовые давления, часто значительно превышающие условные гидростатические, характерны для элизионного типа водонапорных систем.

Для изучения гидродинамики Южно-Каспийского бассейна большое значение имеют многочисленные и высокодебитные восходящие родники, расположенные, например, в Прибалханском районе (Боя-Даг, Монжуклы, Сыртанлы, Челекен), а также грязевые вулканы. Это открытые очаги разгрузки внутри бассейна, через которые, по-видимому, осуществляется основная разгрузка плиоценового водоносного комплекса (а также и глубже залегающих горизонтов).

Рис. 91. Гидрохимический профиль Западного Небит-Дага (по В. В. Коллодию).

I — кровля акчагыльского яруса; II — кровля красноцветной толщи; III — кровля нижнего отдела красноцветной толщи.

I — изолинии минерализации в г/л; типы вод: 2 — хлоркальциевый, 3 — гидрокарбонатно-натриевый, 4 — хлормагниевый.

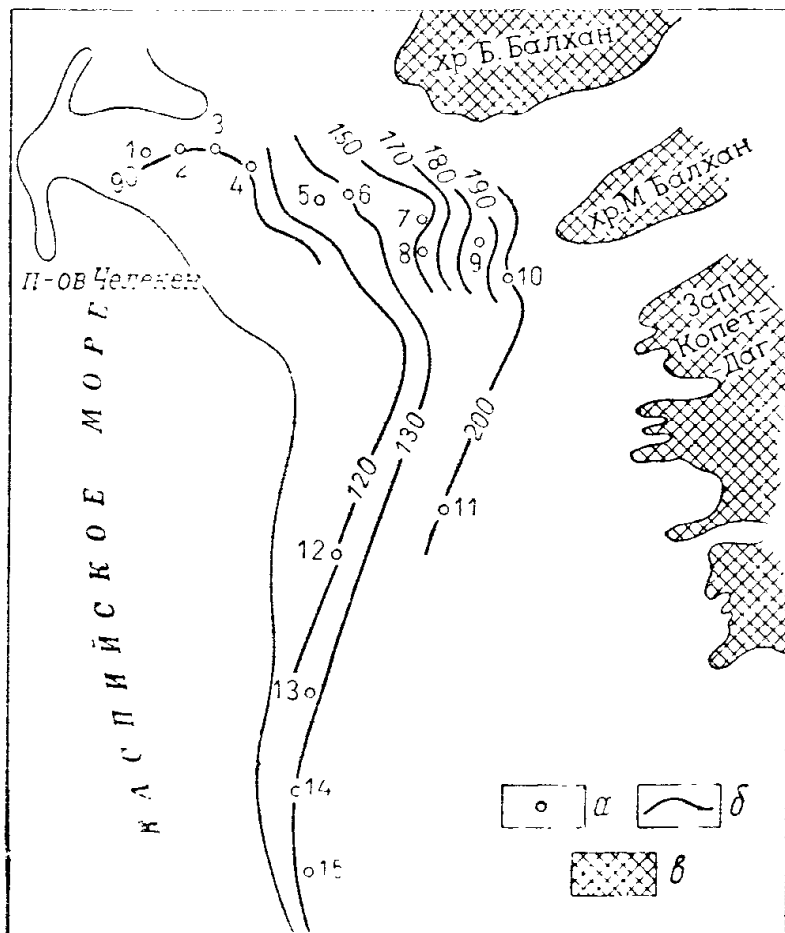
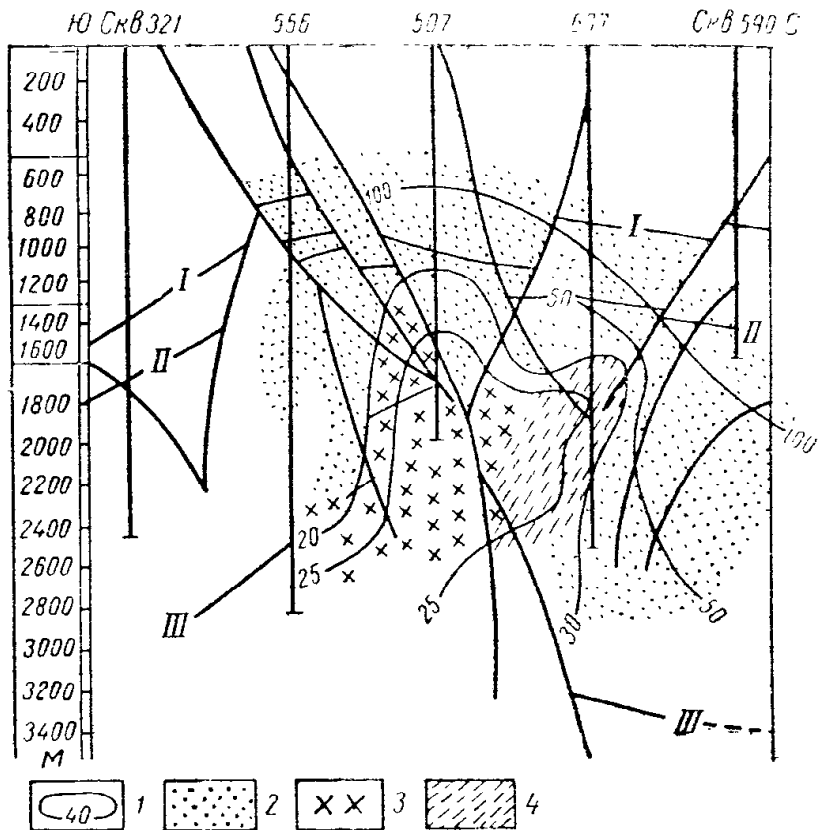


Рис. 92. Схематическая гидрохимическая карта апшеронского водоносного комплекса Западно-Туркменской впадины (по В. В. Коллодию).

а — точки наблюдения: 1 — Западный Челекен, 2 — Дагаджик, 3 — Котур-Тепе, 4 — Барсагельмес, 5 — Небит-Даг, 6 — Монжуклы, 7 — Урунджук, 8 — Кызылкум, 9 — Кум-Даг, 10 — Кобек, 11 — Боя-Даг, 12 — Сыртанлы, 13 — Карданлы, 14 — Камышджа, 15 — Окарем; б — изоминеры в г/л; в — горные сооружения.

Они связаны главным образом с антиклиналями, разбитыми тектоническими разрывами.

Грязевые вулканы очень характерны для районов Южно-Каспийского бассейна (как на западе, так и на востоке и в центре).

Восходящие родники, не связанные с грязевулканизмом, в некоторых частях бассейна иссякли в связи с интенсивной разработкой нефтяных месторождений. Например, на северо-западе Апшеронского полуострова в прошлом столетии имелись соленые родники

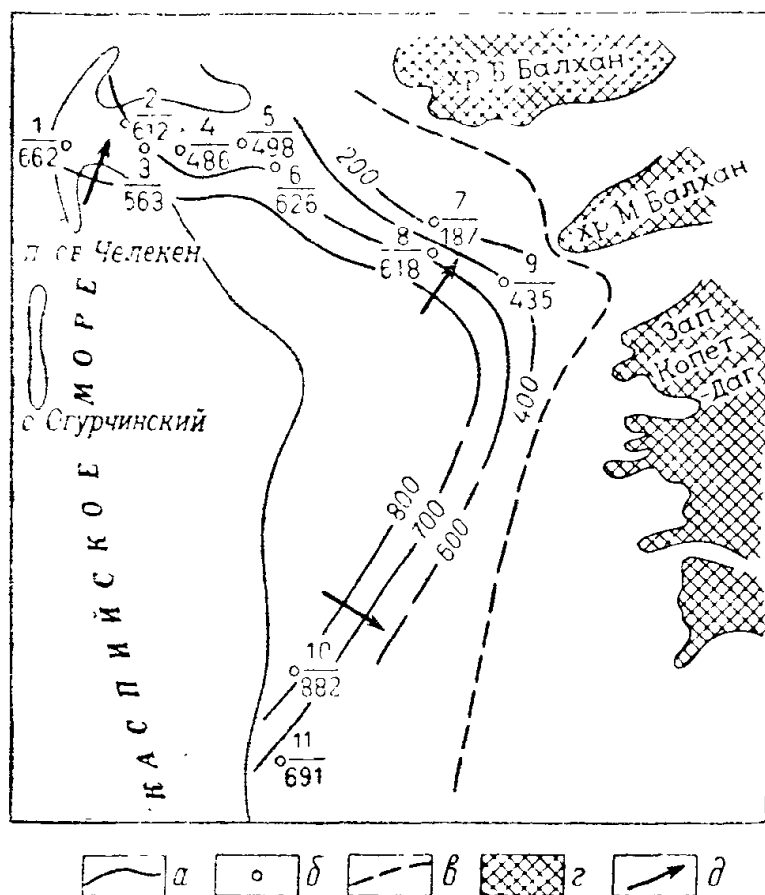


Рис. 93. Схематическая карта гидроизопьез верхнекрасноцветного водоносного комплекса (по В. В. Колодию).

α — гидроизопьезы; δ — точки наблюдения (в числителе: 1 — Западный Челекен, 2 — Дагаджик, 3 — Западный Котур-Тепе, 4 — Центральный Котур-Тепе, 5 — Восточный Котур-Тепе, 6 — Барсакельмес, 7 — Монжуклы, 8 — Кызылкум, 9 — Боя-Даг, 10 — Окарем, 11 — Кеймир; в знаменателе — приведенный напор); ϵ — восточная граница распространения комплекса; ζ — горные сооружения; θ — направление движения вод.

с дебитами, достаточными для работы водяных мельниц. Сейчас их уже нет. Но следы ряда «погибших» родников, выносивших также нефть, остались в виде кировых накоплений. Факты интерференции родников и нефтяных скважин, известные также и в других нефтегазоводоносных бассейнах, наглядно свидетельствуют о том, что нефтяные (и газовые) залежи являются элементами природных водонапорных систем.

Происхождение вод и рассолов продуктивных отложений Южно-Каспийского бассейна и причины наблюдаемой там гидрохимической инверсии издавна привлекали к себе много внимания. Были выска-

заны различные взгляды, ни один из которых до сих пор не стал общепринятым.

Своеобразие гидрогеологических условий Южно-Каспийского бассейна по сравнению со всеми рассмотренными до сих пор бассейнами очевидно. Уникальны мощности и глубины залегания заполняющих его отложений (до 20 км или даже больше), исключительна степень насыщения его нефтью и газом и т. п. Все это, а также характер распределения в нем по разрезу и по отношению к тектоническим разрывам различных по составу вод заставляет предполагать весьма значительный диапазон и существенную роль вертикальной (снизу вверх) миграции вод в этом бассейне, а также важное значение там

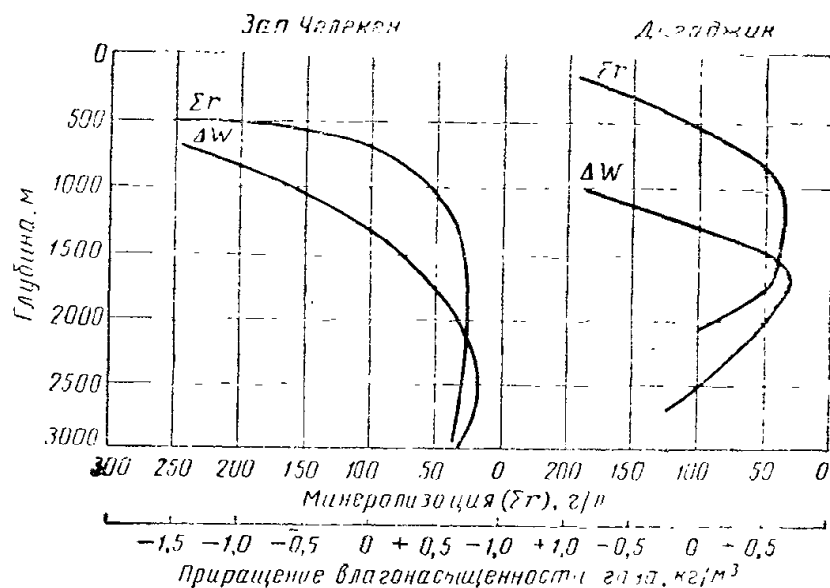


Рис. 94. Сопоставление изменений по разрезу приращений влагонасыщенности газа (Δw) и солёности подземных вод (Σr) (по В. В. Колодию).

дистилляционно-конденсационных явлений. Подобные представления в последние годы были развиты В. В. Колодием, Ш. Ф. Мехтиевым, Ш. А. Панахи, М. З. Рачинским, Б. И. Султановым и некоторыми другими исследователями. Согласно этим авторам роль инфильтрогенных вод в бассейне совершенно незначительна, подавляющая часть вод является седиментогенной, в том числе и возрожденной. Это вполне согласуется с отсутствием видимых признаков развития водонапорных систем инфильтрационного характера и с господством элизионного водообмена.

Взгляды о большой роли в гидрогеологии бассейна дистилляционно-конденсационных явлений были высказаны Б. И. Султановым и В. В. Колодием. Эти положения опираются на наличие в недрах бассейна весьма высоких температур и огромных количеств газа. По расчетам В. В. Колодия при наблюдаемых в Западной Туркмении условиях (глубины, температуры, количества газа и вод, влагонасыщенность газов) вынос маломинерализованных вод и образование их скоплений вследствие дистилляции вод, а затем конденсации влаги, переносимой газом с глубин, вполне вероятно.

Весьма показательно сопоставление общей минерализации подземных вод с кривыми изменения приращений влагонасыщенности газа, свидетельствующие о влиянии конденсации на величину солености вод (рис. 94).

Ш. Ф. Мехтневым, А. Р. Ахундовым, М. З. Рачинским, П. Курбанмурадовым приводится ряд доводов в пользу предположения о внедрении маломинерализованных вод в плиоценовые отложения из подстилающих палеоценовых и мезозойских преимущественно по разломным трещинам и через грязевулканические каналы. Такой процесс надо считать вполне вероятным. Только вряд ли можно исключать участие вод, выжимаемых из глинистых отложений плиоцена в глубоко прогнутых частях бассейна, в общем процессе формирования глубинных вод, обнаруживаемых в нефтяных и газовых месторождениях Азербайджана и Туркмении.

Весьма вероятно, что значительная часть маломинерализованных вод в плиоценовых отложениях Южно-Каспийского бассейна происходит из возрожденных вод глинистых минералов. Участие возрожденных вод и процессы дистилляции — конденсации могут объяснить поток маломинерализованных вод снизу и накопление их в нижних частях изученных разрезов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Здесь целесообразно кратко просуммировать некоторые выводы о связях гидрогеологических процессов с процессами литогенеза, нефтегазонакопления и нефтегазоразрушения.

Гидрогеологические процессы в осадочной оболочке теснейшим образом связаны и переплетаются с литогенезом. Из изложенного в книге должно быть ясно, что формирование седиментогенных (преимущественно талассогенных) подземных вод взаимосвязано с седиментогенезом, диагенезом и катагенезом отложений, а сами эти воды активно участвуют в названных процессах. При катагенезе, как выяснилось в последнее время, в формировании подземных вод важную роль играют химически связанные воды глинистых минералов (возрожденные седиментогенные воды), высвобождение которых из состава минералов — существенный элемент катагенеза осадочных пород.

Формирование инфильтрогенных (преимущественно метеогенных) подземных вод связано с гипергенезом (как осадочных, так и магматических и метаморфических пород); соответственно роль данных вод весьма весома в гипергенных процессах.

Нефтеобразование и нефтегазонакопление в свою очередь существенно образом связаны с седиментогенными водами, элизионными этапами гидрогеологического развития, элизионными геогидродинамическими (водонапорными) системами. Именно эти воды, гидрогеологические этапы и водонапорные системы являются нефтегазосозидающими. Главная стадия (фаза) нефтеобразования, относящаяся к среднему катагенезу, увязывается с максимумом высвобождения связанных седиментогенных вод из глинистых минералов (А. А. Карцев, Н. Б. Вассоевич и др., 1971).

Все указанные связи служат неоспоримым подтверждением происхождения нефти из захороненных при осадконакоплении остатков организмов.

Разрушение нефти и газа и их залежей в значительной мере обязано инфильтрогенным подземным водам. Эти воды, инфильтрационные этапы гидрогеологической истории и одноименные водонапорные системы следует считать в основном нефтегазоразрушающими. Это, однако, не исключает возможности сравнительно долговременного сохранения нефти и газа в некоторых водонапорных

системах инфильтрационного типа, а также процессов переформирования нефтяных и газовых залежей на инфильтрационных этапах.

В заключение следует подчеркнуть все возрастающее значение гидрогеологии нефтяных и газовых месторождений для изучения подземных вод вообще. В этом аспекте очень важно заметить, что обнаружение, выявление и изучение седиментогенных вод и элизионных систем с самого начала было связано с нефтью и газом. В последующие годы с этими водами и системами придется иметь все больше и больше дела. Это обусловлено распространением нефтяной и газовой промышленности в пределы морских акваторий, а также освоением для добычи нефти, газа, термальных и минеральных вод все более глубоко залегающих горизонтов литосферы, где как раз и находятся преимущественно седиментогенные воды и элизионные водонапорные системы. За ними большое будущее.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Основные руководства, справочники, монографии

- А л е к с и О. А. Основы гидрохимии. М., Гидрометеониздат, 1970.
- А л ь т о в с к и й М. Е. Гидрогеологические показатели нефтегазоносности. М., «Недра», 1967.
- В е р н а д с к и й В. И. История минералов земной коры. Т. 2. М., ОНТИ, 1936.
- Гидрогеологические критерии оценки перспектив нефтегазоносности Русской платформы. Минск, «Наука и техника», 1971.
- Д э в и с С., де У и с т Р. Гидрогеология (пер. с англ.). М., «Мир», 1970.
- Д е г е н с Э. Геохимия осадочных образований (пер. с англ.). М., «Мир», 1967.
- З и н г е р А. С. Газогидрохимические критерии оценки нефтегазоносности локальных структур. Саратов, изд. Саратов. ун-та, 1966.
- К а м е н с к и й Г. Н., Т о л с т и х и н а М. М., Т о л с т и х и н Н. И. Гидрогеология СССР. М., Госгеолтехиздат, 1959.
- К а р ц е в А. А. Гидрогеология нефтяных и газовых месторождений. М., Гостоптехиздат, 1963.
- К а р ц е в А. А. Основы геохимии нефти и газа. М., «Недра», 1969.
- К а р ц е в А. А., В а г и н С. Б., Б а с к о в Е. А. Палеогидрогеология. М., «Недра», 1969.
- К о л о д и й В. В. Гидрогеология плиоценовых отложений Западно-Туркменской нефтегазоносной области. М., «Недра», 1969.
- К о р ц е н ш т е й н В. Н. Методика гидрогеологических исследований нефтегазоносных районов. М., Гостоптехиздат, 1963.
- Л а н г е О. К. Гидрогеология. М., «Высшая школа», 1969.
- М а в р и ц к и й Б. Ф. Термальные воды складчатых и платформенных областей СССР. М., «Наука», 1971.
- М е х т и е в Ш. Ф., А х у н д о в А. Р., В о р о ш и л о в Е. А. Влияние искусственного заводнения на гидрохимию нефтяного пласта. Баку, «Маариф», 1969.
- Нефтепоисковые гидрогеологические критерии. Л., «Недра», 1969.
- О в ч и н н и к о в А. М. Общая гидрогеология. М., Госгеолтехиздат, 1955.
- О в ч и н н и к о в А. М. Минеральные воды. М., Госгеолтехиздат, 1963.
- О в ч и н н и к о в А. М. Гидрогеохимия. М., «Недра», 1970.
- П о с о х о в Е. В. Формирование химического состава подземных вод. Л., Гидрометеониздат, 1969.
- Р е з н и к о в А. А., М у л и к о в с к а я Е. П., С о к о л о в И. Ю. Методы анализа природных вод. Изд. 2-е. М., Госгеолтехиздат, 1963.
- С е д е н к о М. В. Гидрогеология и инженерная геология. М., «Недра», 1971.
- С и л и н - Б е к ч у р и н А. И. Динамика подземных вод. Изд. 2-е. М., МГУ, 1965.
- Справочное руководство гидрогеолога (под ред. В. М. Максимова). Изд. 2-е. Л., «Недра», 1967.
- С у б б о т а М. И. и др. Методы обработки и интерпретации гидрогеологических данных при поисках нефти и газа. М., «Недра», 1972.

Сулпи В. А. Гидрогеология нефтяных месторождений. М., Гостоптехиздат, 1948.

Сухарев Г. М. Гидрогеология нефтяных и газовых месторождений. М., «Недра». 1971.

Ходьков А. Е., Валуконис Г. Ю. Формирование и гидрогеологическая роль подземных вод. Л., изд. ЛГУ, 1968.

Morette A. Précis d'Hydrologie. Masson, Paris, 1964.

Schoeller H. Les eaux souterraines. Masson, Paris, 1962.

Монографии и статьи по отдельным вопросам

Алексеев Ф. А. и др. Вопросы изотопной геологии. М., ОНТИ ВИАМС, 1966.

Ахундов А. Р., Гезалов Ф. А. К графоаналитическому методу определения смеси двух вод. Докл. АзССР, т. XX, № 1, 1964.

Биндеман Н. Н. Оценка эксплуатационных запасов подземных вод. М., Госгеолтехиздат, 1963.

Блох А. М. Структура воды и геологические процессы. М., «Недра», 1969.

Богомолов Г. В. и др. Гидрогеология Волго-Уральской нефтегазоносной области. М., «Недра», 1967.

Богородицкий К. Ф. Высокотермальные воды СССР. М., «Наука», 1968.

Бочеве́р Ф. М. Расчеты эксплуатационных запасов подземных вод. М., «Недра», 1968.

Бурштар М. С., Бизнигаев А. Д. Образование и размещение залежей нефти и газа в платформенных условиях. М., «Недра», 1969.

Быкова Е. Л. и др. Значение воднорастворенных органических веществ в формировании йодо-бромных вод. «Советская геология», 1969, № 10.

Вагин С. Б. Распространение различных типов водонапорных систем в гидрогеологических бассейнах эпипалеозойских плит юга СССР. «Советская геология», 1971, № 10.

Валяшко М. Г. и др. Геохимия и генезис рассолов Иркутского амфитеатра. М., «Наука», 1965.

Вассоевич Н. Б. Образование нефти в терригенных отложениях. Труды ВНИГРИ. вып. 128. М., Гостоптехиздат, 1958.

Вассоевич Н. Б., Зайцев И. К., Карцев А. А. Некоторые замечания о «диффузионной» гипотезе формирования состава подземных вод. Изв. АН СССР, сер. геол., 1972, № 2.

Виноградов А. П. Введение в геохимию океана. М., «Наука», 1967.

Гаттенбергер Ю. П. Оценка плотности подземных вод в пластовых условиях. «Нефтегазовая геология и геофизика», 1970, № 6.

Гаттенбергер Ю. П. Гидрогеология и гидродинамика подземных вод. М., «Недра», 1971.

Герлинг Э. К. и др. Изотопы аргона и гелия в природных углеводородных газах. «Геохимия», 1967, № 5.

Горбушина Л. В., Салменкова Н. А., Тыминский В. Г. Возраст и пропорции смешения минеральных вод Ташкентского бассейна. Изв. вузов. «Геология и разведка», 1967, № 2.

Грим Р. Минералогия глин (пер. с англ.). М., ИЛ, 1958.

Гуревич В. И. К дискуссии о происхождении хлоридных кальциевых рассолов (ответ Е. В. Посохову). «Советская геология», 1963, № 8.

Гуревич М. С. Типы и палеохимические условия образования подземных вод хлоридного кальциевого состава. В кн. «Химия земной коры». Т. 2. М., «Наука», 1964.

Гуревич М. С., Толстихин Н. И. Схема химической классификации подземных вод. Изв. вузов. «Геология и разведка», 1961, № 1.

Данов А. В., Поливанова А. И. Характеристика подземных вод мезозойских отложений Восточного Предкавказья. Труды ВНИИГаз, вып. 27/35. М., «Недра», 1967.

Дегенс Э., Чилингар Дж. Диagenез подземных вод. В кн. «Диagenез и катагенез осадочных образований» (пер. с англ.). М., «Мир», 1971.

Дерпгольц В. Ф. Основной планетарный первоисточник природных вод Земли. Изв. АН СССР, сер. геол., 1962, № 11.

Добрынин В. М. Изменение максимальной первичной пористости песчаников на больших глубинах. «Геология нефти и газа», 1968, № 9.

Дуров С. А. Синтез в гидрохимии. Ростов. книжн. изд-во, 1961.

Заверьева З. В., Лазарев Н. И. Применение гидрохимических методов исследования при создании и опытной эксплуатации подземных газохранилищ. Труды треста Союзбургаз, вып. 7. М., «Недра», 1968.

Зайцев И. К. Некоторые вопросы терминологии и классификации подземных вод. Материалы ВСЕГЕИ, вып. 46. Л., изд. ВСЕГЕИ, 1961.

Зайцев И. К. Основные закономерности распространения, формирования и очередные задачи изучения минеральных промышленных вод СССР. В кн. «Формирование и гидрогеохимия подземных вод Сибири и Дальнего Востока». М., «Наука», 1967.

Зайцев И. К. Анализ основных гипотез формирования соленых и рассольных вод в свете новейших данных. «Советская геология», 1968, № 1.

Зайцев И. К., Толстихин Н. И. Основы структурно-гидрогеологического районирования СССР. Труды ВСЕГЕИ, т. 101. Л., изд. ВСЕГЕИ, 1963.

Зерчанинов И. К. Методика исследования водяных скважин, вскрывающих продуктивные отложения на территории Урало-Поволжья. М., Гостоптехиздат, 1962.

Злочевская Р. И. Связанная вода в глинистых грунтах. М., МГУ, 1969.

Иванов В. В. Основные геохимические обстановки и процессы формирования гидротерм областей современного вулканизма. В кн. «Химия земной коры». Т. 2. М., «Наука», 1964.

Иванов В. В., Барабанов Л. Н., Плотникова Г. Н. Главнейшие генетические типы минеральных вод земной коры и их распространение. В кн. «Генезис минеральных и термальных вод» (Международ. геол. конгр., XXIII сессия). М., «Наука», 1968.

Иванов В. В., Невраев Г. А. Классификация подземных минеральных вод. М., «Недра», 1965.

Калинко М. К. Основные закономерности распределения нефти и газа в земной коре. М., «Недра», 1964.

Карцев А. А. Некоторые гидрогеологические аспекты нефтегазообразования и нефтегазоаккумуляции. В кн. «Генезис нефти и газа». М., «Недра», 1967.

Карцев А. А. и др. О составе органических компонентов горных растворов. Изв. вузов. «Нефть и газ», 1970, № 9.

Карцев А. А. и др. Типы и эволюция геогидродинамических систем. Изв. АН СССР, сер. геол., 1971, № 6.

Карцев А. А., Вагин С. Б. О роли межслоевых вод глинистых минералов в формировании пластовых подземных вод осадочных бассейнов. Изв. вузов «Геология и разведка», 1972, № 7.

Киссин И. Г. Восточно-Предкавказский артезианский бассейн. М., «Наука», 1964.

Киссин И. Г. Гидродинамические аномалии в подземной гидросфере. М., «Наука», 1967.

Киссин И. Г. Об исследованиях роли воды в сейсмических процессах. «Физика Земли», 1971, № 3.

Козлов А. Л. Проблемы геохимии природных газов. М., Гостоптехиздат, 1950.

Козлов А. Л. Формирование и размещение нефтяных и газовых залежей. М., Гостоптехиздат, 1959.

Копелович А. В. Эпигенезис древних толщ юго-запада Русской платформы. М., «Наука», 1965.

Коржинский Д. С. Поведение воды при магматических и постмагматических процессах. «Геология рудных месторождений», 1962, № 5.

К о р ц е н ш т е й н В. Н. Гидрогеология газоносной провинции Центрального Предкавказья. М., Гостоптехиздат, 1960.

К о р ц е н ш т е й н В. Н. Гидрогеология Бухаро-Хивинской газонефтеносной области. М., «Недра», 1964.

К о р ц е н ш т е й н В. Н. Гидрогеология нефтегазовых месторождений Южного Мангышлака. М., «Недра», 1967.

К о р ц е н ш т е й н В. Н. К методике прогноза нефтегазоносности и оценке прогнозных запасов газа и нефти по глубинным исследованиям подземных вод. Тр. ВНИИГаз, вып. 42/50. М., «Недра», 1968.

К о т о в а М. С., П а в л о в А. Н. О выщелачивании водоупоров при увеличении геостатического давления. В кн. «Поровые растворы и методы их изучения». Минск, «Наука и техника», 1968.

К р а с и н ц е в а В. В. Гидрогеохимия хлора и брома. М., «Наука», 1968.

К у д е л и н Б. И. Принципы региональной оценки естественных ресурсов подземных вод. М., изд. МГУ, 1960.

К у д е л ь с к и й А. В., К о з л о в М. Ф. Геохимия, формирование и распространение йодо-бромных вод. Минск, «Наука и техника», 1970.

К у д р я к о в В. А. Пьезометрические минимумы как гидрогеологический показатель нефтегазоносности. «Нефтегазовая геология и геофизика», 1964, № 4.

Л а п у к Б. Б., Б а й б а к о в Н. К., Т р е б и н Ф. А. Комплексное решение проблемы разработки группы газоконденсатных (газовых) месторождений как единого целого. М., «Недра», 1970.

Л е б е д е в В. И. Энергия гидратации, ионный обмен и причины образования существенно хлор-кальциевых глубинных вод. В кн. «Проблемы геохимии». М., «Наука», 1965.

Л о н д о н Э. Е. Степень насыщения пластовых вод растворенными углеводородами и сульфатами как поисковый признак при оценке перспектив нефтегазоносности. «Геология нефти и газа», 1964, № 11.

Л я л ь к о В. И. и др. О расчете массопереноса при нагнетании промыслов в обводненные пласты. В кн. «Проблемы гидрогеологии и инженерного геотехнического строительства». Киев, «Наукова думка», 1970.

М а к с и м о в С. П. и др. Геология нефтяных и газовых месторождений Волго-Уральской нефтегазоносной провинции. М., «Недра», 1970.

М е л ь к а н о в и ц к а я С. Г., Б ы к о в а Е. Л., Ш в е ц В. М. Распределение ароматических углеводородов C_6-C_8 в подземных водах. «Геохимия», 1972, № 5.

М е х т и е в Ш. Ф. Проблемы генезиса нефти и формирования нефтегазовых залежей. Баку, изд. АН АзССР, 1969.

М е х т и е в Ш. Ф. и др. Пластовые воды газоконденсатных залежей Азербайджана. Баку, «Элм», 1970.

Н а б о к о С. И. Современные гидротермальные процессы и метаморфизм вулканических пород. Труды Лаборатории вулканологии, вып. 19. М., изд. АН СССР, 1961.

Н а м и о т А. Ю., Б о н д а р е в а М. М. Растворимость газов в воде под давлением. М., Гостоптехиздат, 1963.

Н е ч а е в а О. Л. К вопросу о времени эмиграции углеводородов из органического вещества. Изв. вузов, «Нефть и газ», 1967, № 10.

Н е с т е р о в И. И. Уплотнение глинистых пород. «Советская геология», 1965, № 12.

Н и к а н о р о в А. М., С о к и р к о Л. Е. О смешении подземных вод и использовании этих результатов при разработке нефтяных месторождений. «Геология нефти и газа», 1968, № 8.

Н и к а н о р о в А. М., Ш а л а е в Л. Н. Применение гидрохимических методов контроля за процессом разработки нефтяного месторождения. «Нефтяное хозяйство», 1969, № 2.

Н и к а н о р о в А. М. и др. Гидрогеология нефтяных и газовых месторождений Центрального и Восточного Предкавказья. М., «Недра», 1972.

О в ч и н н и к о в А. М. Основные принципы гидрогеологического районирования. В кн. «Проблемы гидрогеологии». М., Гостеолтехиздат, 1960.

Овчинников А. М., Горбушина Л. В. Вопросы определения возраста подземных вод. Изв. вузов. «Геология и разведка», 1965, № 2.

Овчинников Л. Н., Шляпников Д. С., Шур А. С. Мобилизация и перенос вещества при эндогенном рудообразовании. В кн. «Проблема генезиса руд». М., «Недра», 1964.

Павлов А. Н. Об определении возраста подземных вод гелий-аргоновым методом. «Советская геология», 1970, № 10.

Петренко В. И., Рассохин Г. В., Леонтьев И. А. Контроль за обводнением газоконденсатных скважин с помощью наблюдения за минерализацией пластовых вод. «Газовое дело», 1966, № 2.

Пиннекер Е. В. Рассолы Ангаро-Ленского артезианского бассейна. М., «Наука», 1966.

Рачинский М. З. К проблеме гидрохимической инверсии в плиоцене Анжеронской нефтегазоносной области. «Геология нефти и газа», 1970, № 10.

Савкевич С. С. О возможной связи вторичной пористости с главной фазой нефтеобразования. Изв. АН СССР, сер. геол., 1971, № 6.

Савченко В. П. Методика направленных поисков газовых месторождений. Труды ВНИИГаз, вып. 42/50. М., «Недра», 1968.

Савченко В. П., Виноградов В. Л., Яковлев Ю. И. Лобовой и тыловой эффект и его поисковое значение. «Геология нефти и газа», 1965, № 7.

Самарина В. С. Систематизация химических классификаций природных вод. В кн. «Вопросы гидрогеологии и гидрохимии». Л., изд. ЛГУ, 1966.

Самсонов Ф. П., Качалов Ю. М., Якобсон Г. П. Методика количественной оценки палеогидрогеологических условий нефтегазоносных бассейнов. «Геология нефти и газа», 1968, № 6.

Сауков А. А. Геохимия. М., «Наука», 1966.

Семашев Р. Г. Особенности строения водонапорных систем на примере Ферганского нефтегазоносного бассейна. Изв. вузов. «Нефть и газ», № 2, 1969.

Сойфер В. Н., Брезгунов В. С., Власова Л. С. Роль стабильных изотопов водорода в изучении геологических процессов. «Геохимия», 1967, № 5.

Соколов Г. А., Павлов Д. И. Об источниках и роли хлора в магматогенном рудообразовании. В кн. «Проблема генезиса руд». М., «Недра», 1964.

Справочник по подземным водам нефтяных и газовых месторождений Северного Кавказа (под ред. А. М. Никанорова, М. В. Мпрошникова). Орджоникидзе, «Ир», 1970.

Стетюха Е. И. Уравнения корреляционных связей между физическими свойствами горных пород и глубиной их залегания. М., «Недра», 1964.

Султанов Б. И. Комплексный метод характеристики вод нефтяных месторождений по химическому составу. «Азербайджанское нефтяное хозяйство», 1953, № 7.

Султанов Б. И., Корхова Е. Ф. Глубинные конденсационные воды и условия их образования. Докл. АзССР, № 12, 1961.

Сухарев Г. М., Мирошников М. В. Подземные воды нефтяных и газовых месторождений Кавказа. М., Гостехиздат, 1963.

Толстихин Н. И. Новый вариант химической нумерации природных вод. В кн. «Доклады отделений и комиссий Географ. о-ва СССР». Вып. 2. Л., изд. Географ. о-ва СССР, 1967.

Тхостов Б. А. Начальные пластовые давления и геогидродинамические системы. М., «Недра», 1966.

Федорцов В. К., Дьяконов В. П. К методике расчета пластового давления по водяным скважинам. Тр. ВНИИ, вып. 33. М., «Недра», 1968.

Филонов В. А. Об одной особенности распределения радиоактивных элементов в зоне водо-нефтяного контакта. В кн. «Геохимия нефти и нефтяных месторождений». М., изд. АН СССР, 1962.

Фоменко И. Е. Исследование нижней границы применимости закона Дарси. Труды ТатНИИ, вып. 12. М., «Недра», 1968.

Фролов Н. М. Гидрогеотермия. М., «Недра», 1968.

Ханин А. А. Породы-коллекторы нефти и газа. М., «Недра», 1969.

- Х и т а р о в Н. И. Вопросы формирования гидротермальных растворов Труды Лаборатории вулканологии, вып. 19. М., изд. АН СССР, 1961.
- Х и т а р о в Н. И., П у г и н В. А. Монтмориллонит в условиях повышенных температур и давлений. «Геохимия», 1966, № 7.
- Х о д ж а к у л и е в Я. А. Каракумская и Амударьинская нефтегазоносные области. Гидрогеология. Ашхабад, «Туркменистан», 1966.
- Ч а р н ы й И. А. Подземная гидрогазодинамика. М., Гостоптехиздат, 1963.
- Ч у х р о в Ф. В. О возможном влиянии вадозных вод на минерализацию некоторых гидротермальных месторождений. «Геология рудных месторождений», 1964, № 1.
- Ш в е ц В. М. К геохимии органических веществ подземных вод. Бюл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., т. XLVI, № 5, 1971.
- Ш м ы г л я П. Т. Разработка газовых и газоконденсатных месторождений. М., «Недра», 1967.
- Щ е л к а ч е в В. Н. Разработка нефтеводоносных пластов при упругом режиме. М., Гостоптехиздат, 1959.
- Щ е п а к В. М. Газо-нефтепоисковое значение радия и урана в подземных водах. «Нефтегазовая геология и геофизика», 1970, № 8.
- Э н г е л ь г а р д т В. Поровое пространство осадочных пород (пер. с нем.). М., «Недра», 1964.
- Э н г е л ь г а р д т В. Поровые водные растворы и катагенез пород. В кн. «Диагенез и катагенез осадочных образований» (пер. с англ.). М., «Мир», 1971.
- Э ф е н д и е в Г. Х., А л е к п е р о в Р. А., П у р и е в А. Н. Вопросы геохимии радиоактивных элементов нефтяных месторождений. Баку, изд. АИ АзССР, 1964.
- Я к о б с о н Г. П. О сети наблюдательных гидрогеологических скважин на территории СССР. «Геология нефти и газа», 1963, № 7.
- B r e d e h o e f t J. and oth. Possible mechanism for concentration of brines in subsurface formation. Bull. Amer. Assoc. Petroleum Geologists, v. 47, No. 2, 1963.
- D e g e n s E. and oth. Data on the distribution of aminoacids and oxygen isotopes in petroleum brine waters of various geologic ages. Sedimentology, v. 3, No. 3, 1964.
- G o n f i a n t i n i R. Effetti isotopici nell'evaporazione de aque salata. Atti della Societa Toscana di scienze naturali. A. 72, 1965.
- K i n n e l l S. Identification of mixtures of waters from chemical water analyses. J. Petroleum Technology, September, 1958.
- L o n g G., C h i e r i c i G. Solubility of natural gases in brines at reservoir temperatures and pressures. Acad. del Lincei, Milano, 1957.
- M a n g e l s d o r f P., M a n h e i m F., G i e s k e s J. Role of gravity, temperature gradients and ion-exchange media in formation of fossil brines. Bull. Amer. Assoc. Petroleum Geologists, v. 54, No. 4, 1970.
- R o a c h J. How to determine oil water contacts using one point control. World Oil, December, 1963.
- R o o f J., R u t h e r f o r d W. Rate of migration of petroleum by proposed mechanism. Bull. Amer. Assoc. Petroleum Geologists, v. 42, p. 963, 1958.
- W h i t e D., H e m J., W a r i n g G. Chemical composition of Subsurface waters. Data of Geochemistry, VII ed., U. S. Geol. Survey, Wash., 1963.
- W i t h e r s p o o n P., M u e l l e r T., D o n o v a n P. Evaluation of underground gas-storage conditions in aquifers through investigations of ground-water hydrology. J. Petroleum Technology, May, 1962.
- Z a r r e l l a W. and oth. Analysis and importance of hydrocarbons in subsurface brines. Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 31, No. 7, 1967.