

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

**ФОРМИРОВАНИЕ
ХИМИЧЕСКОГО
СОСТАВА
ПОДЗЕМНЫХ ВОД**



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ИНСТИТУТ ВОДНЫХ ПРОБЛЕМ

ФОРМИРОВАНИЕ
ХИМИЧЕСКОГО
СОСТАВА
ПОДЗЕМНЫХ ВОД

НА ПРИМЕРЕ
МОЛДАВСКОГО
АРТЕЗИАНСКОГО
БАССЕЙНА



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА 1979



02962

Рассматриваются закономерности размещения химических типов подземных вод в пределах ряда артезианских бассейнов платформенных и горно-складчатых областей территории СССР. Детально описываются гидрогеохимические условия Молдавского артезианского бассейна. С учетом выявленных закономерностей и проведенных исследований системы порода—вода—газ—живое вещество по Молдавскому бассейну расшифровываются основные процессы формирования подземных вод карбонатного, сульфатного и хлоридного типов.

Ответственные редакторы

В. С. САМАРИНА, П. И. ИВАНОВ

ПРЕДИСЛОВИЕ

Проблема изучения закономерностей размещения подземных вод разного химического типа в пределах артезианских бассейнов платформ и межгорных впадин и расшифровка условий их формирования принадлежит к числу актуальных, поскольку подземные воды находят все более широкое применение в народном хозяйстве. Многие работы различных исследователей посвящены раскрытию проблемы как для крупных регионов, так и для отдельных небольших районов и площадей. Сложность проблемы заключается в значительной пестроте подземных вод по величине минерализации, составу и содержанию в них микрокомпонентов, газов и микроорганизмов, а также в многообразии природных обстановок, в которых формируется химический состав подземных вод. В результате при расшифровке их генезиса нередко создаются или очень дробные схемы, в которых за рядом частных ускользает главное или же схемы оказываются слишком обобщенными и упускаются многие существенные детали.

Нами сделана попытка рассмотрения подземных вод главным образом верхней части разреза артезианских бассейнов (т. е. верхнего гидродинамического этажа) в региональном плане с применением некоторых методических приемов, которые, как нам представляется, позволяют установить основные закономерности в размещении различных химических типов вод и выявить главные процессы, обуславливающие их формирование. Материалом послужили данные многолетних и многоплановых гидрогеохимических исследований, которые проводятся в Молдавии и некоторых других регионах СССР кафедрой гидрогеологии и Институтом земной коры Ленинградского государственного университета.

В связи с тем, что наиболее детальные работы по изучению сложных природных систем: порода—вода, газ—вода, живое вещество—вода, вода—растворенное вещество выполнены за последнее десятилетие для Молдавии, в основу данной монографии взяты материалы по гидрогеохимии этого региона, обработанные в определенном плане (использованная методика излагается в I главе книги).

Однако мы сочли необходимым значительно расширить задачу и, опираясь на тома «Гидрогеология СССР», попытаться рас-

смотреть и обобщить в таком же плане как и для Молдавии содержащуюся в томах обширную гидрогеохимическую информацию.

Следует подчеркнуть, что такая задача оказалась весьма сложной, прежде всего, из-за того, что в томах нет единого подхода к химической классификации вод, далеко не всегда приведен достаточно полный и конкретный материал о химическом составе подземных вод различных водопунктов, весьма широко использованная формула Курлова написана в различных томах очень неодинаково, а что касается проблемы формирования химического состава вод, то она или не обсуждается совсем, или же излагается в очень схематизированном виде; на таком фоне выгодно отличаются от прочих тома, посвященные гидрогеологии Сахалина, Московской обл., Таджикской ССР, Украинской ССР и некоторых других регионов.

Мы вполне отдаем себе отчет в том, что сделанное нами обобщение следует рассматривать как одну из первых, и наверное, далеко не во всем удачных попыток интерпретировать гидрогеохимические данные по предлагаемому нами плану (путем применения классификации Курнакова—Валяшко, использования метода построения миграционных кривых и т. д.), сущность которого подробно рассматривается в I главе книги.

Для обобщения взяты гидрохимические данные по: 1) платформенным областям — Московскому, Ленинградскому, Причерноморскому, Днепровско-Донецкому, Вольно-Подольскому, Северо-Каспийскому, Волго-Камскому, Амударьинскому, Западно-Сибирскому и Ангаро-Ленскому артезианским бассейнам; 2) горноскладчатым областям — Южно-Таджикскому, Ферганскому, Сахалинским, Азово-Кубанскому и Восточно-Предкавказскому межгорным и предгорным артезианским бассейнам. Рассмотрены воды, залегающие ниже первого от поверхности Земли водоносного горизонта.

Авторы считают своим приятным долгом выразить признательность сотрудникам Молдавского геологического управления, оказавшим помощь при сборе и обработке фактического материала по этому региону.

О МЕТОДИКЕ
ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ
И ХИМИЧЕСКОЙ КЛАССИФИКАЦИИ
ПРИРОДНЫХ ВОД

В данной главе рассматриваются некоторые гидрогеологические понятия и термины, ряд методических вопросов гидрогеохимических исследований, а также обсуждается одна из весьма спорных проблем, касающихся принципов систематизации гидрогеохимических материалов и химической классификации природных вод.

Известно, что в гидрогеологии довольно широко используются такие понятия как: «гидродинамическая зона», «гидродинамический этаж» и «гидрогеологический этаж».

Под *гидродинамической зоной* понимается часть разреза гидрогеологической структуры, характеризующаяся единством напоробразующих факторов и близостью гидродинамических показателей — скоростей фильтрации, интенсивности водообмена и пр. Однако общепринятых представлений о принципах выделения гидродинамических зон, количестве их в разрезе земной коры и границах до сего времени не существует. Чаще выделяют три зоны — активного, замедленного и весьма замедленного водообмена (Ф. А. Макаренко, И. К. Игнатович и др.).

Термин *гидродинамический этаж* был введен И. К. Зайцевым (1968). Под верхним этажом он понимает часть гидрогеологического разреза (примерно отвечающую гидродинамическим зонам активного и замедленного водообмена), движение воды в которой определяется главным образом расположением орографических водоразделов (области питания) и долин крупных рек, озер, уровня моря (области разгрузки). К нижнему этажу относится зона весьма замедленного водообмена, для которой ясно выраженные области питания и разгрузки отсутствуют.

Определение понятию *гидрогеологический этаж* было дано В. А. Всеволожским (1977). По его представлению, это самый крупный стратификационно-гидродинамический элемент бассейна, установленный на основе единства условий формирования подземного стока в системе водоносных горизонтов и комплексов, объединяемых в этаж. Границами этажей служат регионально

распространенные слабопроницаемые породы («водоупоры»), обуславливающие различную степень изоляции разреза бассейна от его поверхности. В. А. Всеволожский полагает, что в разрезе бассейна может быть выделено не более четырех гидрогеологических этажей: I этаж — местного подземного стока, тесно связанного с современным рельефом и гидрографической сетью территории; II этаж — регионального подземного стока, определяемого положением основных областей современного питания и разгрузки артезианских вод; III этаж — глубокого местного стока, связанного главным образом с внутренним структурным планом бассейна; в качестве IV этажа цитируемый автор рассматривает фундамент артезианской структуры.

Несмотря на то, что расчленение разреза бассейнов на гидрогеологические этажи наиболее четкое, поскольку границы этажей достаточно хорошо фиксируются региональными водоупорами, а подземные воды каждого из этажей отличаются условиями формирования подземного стока, в настоящей работе принята классификация И. К. Зайцева. Такой выбор связан с необходимостью придерживаться принципа выделения вертикальных гидродинамических зон, использованного в большинстве томов «Гидрогеология СССР», фактический материал которых послужил основой для установления закономерностей размещения химических типов подземных вод в ряде артезианских бассейнов территории Союза.

Необходимо подчеркнуть, что в гидрогеохимическом аспекте верхний и нижний гидродинамические этажи (в терминологии И. К. Зайцева) принципиально различаются тем, что в пределах верхнего этажа гидрохимические разрезы формируются под воздействием совокупности геологических, физико-географических факторов и, что очень важно, при определяющей роли фактора гидродинамического. В нижнем этаже решающая роль принадлежит факторам геологическим и характерно отсутствие интенсивного воздействия на химический состав подземных вод гидродинамических условий.

В верхнем гидродинамическом этаже напоры водоносных горизонтов и комплексов имеют преимущественно гидростатическую природу и обусловлены главным образом соотношением областей питания, транзита и разгрузки подземных вод. Для верхнего этажа характерен инфильтрационно-проточный тип гидродинамики. Здесь осуществляется разнонаправленное движение подземных вод с преобладанием латерального — от областей питания к областям разгрузки. По величине минерализации подземные воды изменяются от ультрапресных и пресных до рассолов и крепких рассолов, а по преобладающим макрокомпонентам среди них известны все возможные сочетания, которые, по классификации Джикки (наиболее полной среди классификационных схем, основанных на учете шести главных ионов), образуют 625 групп. В верхнем гидродинамическом этаже форми-

руются воды инфильтрационно-атмосферного генезиса и смешанные, а гидрохимический разрез может быть как нормальным, так и инверсионным в зависимости от гидродинамики, геологических условий, климата, палеоклимата и т. д.

Нижний гидродинамический этаж характеризуется весьма затрудненным водообменом. Напоры имеют здесь сложную природу и могут быть аномально высокими и аномально низкими по сравнению с нормальными гидростатическими. По мнению ряда исследователей (А. Е. Ходьков, Л. Н. Капченко и др.), весьма медленное движение вод в нижнем гидродинамическом этаже обусловлено градиентами концентраций, температур, процессами тектоногенеза и пр. Однако В. А. Всеволожский (1977) подчеркивает, что при балансовом подходе к процессам подземного стока становится очевидным следующее. Основным видом движения в нижнем этаже служит вертикальная разгрузка подземных вод, компенсирующая все виды пополнения их — питание на локальных участках, поступление глубинных флюидов и пр. Существование восходящей разгрузки напорных вод нижнего этажа достоверно установлено в ряде бассейнов и хорошо фиксируется наличием площадей с аномальным гидрохимическим и гидротермическим режимом. Латеральное движение подземных вод в нижнем этаже, по-видимому, отсутствует или крайне слабое. По величине минерализации воды большей частью принадлежат к рассолам, нередко крепким, в ряде случаев — к сверхкрепким и даже предельно насыщенным. По анионному составу они весьма однообразны, и все вариации их обусловлены разным сочетанием главных катионов. По генезису они принадлежат преимущественно к водам седиментационного происхождения, возможно, определенную роль в их формировании играет эндогенная составляющая; отдельные исследователи полагают эндогенные факторы решающими. Гидрохимические разрезы в пределах нижнего гидродинамического этажа нередко характеризуются большой сложностью, могут быть как нормальными, так и инверсионными, что в значительной мере зависит от палеогеографических условий развития территории.

Затруднения возникают при установлении границ между гидродинамическими этажами, а в пределах верхнего этажа — между зонами активного и замедленного водообмена. В томах «Гидрогеология СССР» границы или не устанавливаются совсем, или их ориентировочно определяют, опираясь на гидрохимические показатели, или руководствуются средними глубинами периферических морей, с которыми граничат рассматриваемые артезианские бассейны, или проводят с учетом регионально развитых и достаточно мощных водоупоров. Вследствие этого мы вынуждены были, опираясь на материалы томов, для ряда артезианских бассейнов весьма приближенно и не всегда однозначно судить о возможной границе между верхним и нижним гидродинамическими этажами. Для Молдавского артезианского бас-

сейна, гидрогеохимически наиболее детально изученного, сделана попытка применения для установления гидродинамических рубежей соотношения между отдельными составными частями ионно-солевого комплекса пород и составом подземных вод. Вопрос этот подробно рассматривается в III главе книги.

Методологические приемы, использованные для выявления общих закономерностей и расшифровки процессов формирования химических типов подземных вод в разрезе артезианских бассейнов, опираются на учение В. И. Вернадского о единстве природных вод и видах их «равновесий». Как известно, воды Земли — метеорные, поверхностные и подземные — это гигантские ветви единого круговорота воды на земном шаре. Все ветви большого круговорота несут информацию о единых законах формирования химического состава вод, поскольку генезис их обязан взаимодействиям с веществом Земли — горными породами, газами и живыми организмами. Анализ сложных систем: порода—вода, газ—вода, живые организмы—вода, вода—растворенное вещество — лежит в основе изучения химического состава природных вод.

Испытывая влияние комплекса физико-географических факторов и гравитационного поля Земли, все воды подчиняются закону гидрохимической зональности, которая проявляется как по площади, так и по вертикали водного слоя. В связи с тем, однако, что процессы формирования вод имеют специфику в условиях различных оболочек Земли и неодинаково конкретное выражение закона зональности, каждая из групп природных вод характеризуется комплексом присущих именно ей гидрохимических особенностей.

Одним из весьма важных звеньев при гидрогеохимических исследованиях является система порода—вода. Многолетние работы, осуществляемые кафедрой гидрогеологии Ленинградского университета в этом направлении (В. С. Самарина, М. А. Мартынова, Е. В. Часовникова, Б. Н. Самарин и др.) и опирающиеся на учение А. Н. Бунеева (1956) об ионно-солевом комплексе пород, продолжили и углубили это учение.

Напомним, что под ионно-солевым комплексом пород в современной его интерпретации понимаются: а) твердые минералы горных пород и рассеянные в них химические элементы; б) катионы, адсорбированные поглощающим комплексом пород; в) поровые растворы. Для наименования «порового раствора», являющегося жидкой фазой ионно-солевого комплекса, существует еще ряд других терминов: ионно-молекулярный раствор, горный раствор, горная влага, реликтовый раствор, возрожденный раствор, отжим из горных пород, седиментационный отжим и т. д. Трудно отдать предпочтение какому-либо из терминов, так как все они, на наш взгляд, не очень удачны; в дальнейшем мы пользуемся названием «поровый раствор».

Известные в настоящее время лабораторные методы позволяют с той или иной степенью точности определять отдельные составные

части ионно-солевого комплекса пород, Сопоставление их между собой и с подземными водами позволяет решать ряд гидрогеохимических и гидрогеологических задач (Самарина, 1977а).

Большой интерес представляет использование метода «водной вытяжки», которая, будучи приготовленной в строго стандартных условиях, может служить в качестве довольно точной лабораторной гидрохимической модели, отражающей основные процессы взаимодействия порода (с ее ионно-солевым комплексом)—вода в условиях верхнего гидродинамического этажа (Мартынова, Самарина, 1976; Мартынова, Часовникова, 1976; и др.).

Исследования свидетельствуют о том, что водная вытяжка в общих чертах повторяет гидрохимический разрез, выявляя наиболее характерные его особенности — смену по площади и разрезу горных пород подземных вод, различных по величине минерализации, химическому типу и составу. Все обнаруживающиеся при этом отклонения требуют специального рассмотрения и в каждом конкретном случае связаны с различными причинами: поступлением чуждых данному водоносному горизонту или комплексу подземных вод; влиянием газовых флюидов, поднимающихся из глубины; интенсивным проявлением биогеохимических процессов и т. д.

Поскольку ионно-солевого комплексу осадочных пород присущи черты, унаследованные им из бассейнов седиментации, водная вытяжка позволяет судить о степени разрушенности ионно-солевого комплекса пород. Наиболее важными компонентами при этом являются «консервативные» элементы (по выражению С. И. Смирнова, 1974), именно: хлор и натрий. Они захватываются при седиментации из морских бассейнов (т. е. являются «ископаемыми») и в дальнейшем изменяются лишь путем выноса из пород водами. Чем энергичнее происходит вынос, тем интенсивнее разрушается ионно-солевой комплекс пород, утрачивая хлорид натрия из твердой фазы (если он там был) и из порового раствора, а из состава поглощенных ионов — ионы натрия. Вследствие того, что водная вытяжка отражает ионно-солевой комплекс пород в целом, в обобщенном виде ее состав по разрезу пород соответствует последовательным стадиям разрушения этого комплекса, наиболее активно протекающего в зоне гипергенеза.

Весьма интересные результаты дает сопоставление данных анализа водных вытяжек с поровыми растворами пород, пересчитанных в процентах на 100 г сухой породы. При содержании легководнорастворимых солей преимущественно в поровом растворе сумма солей по данным анализа вытяжки и отжима — одинакова. В том случае, когда легководнорастворимые соли присутствуют также в твердой фазе пород, сумма солей, перешедших в водную вытяжку, оказывается более высокой, чем в отжиме. Причина заключается в том, что при обработке породы дистиллированной водой, т. е. при добавлении большого количества жидкой фазы в систему порода—вода, соли переходят

в раствор (из твердой фазы), тогда как в процессе приготовления отжима они остаются в твердом состоянии из-за весьма малого количества жидкой фазы, отвечающей поровому раствору.

Определение характера распределения воднорастворимых солей между твердой и жидкой фазами ионно-солевого комплекса пород позволяет решать вопрос о путях поступления вещества в природные воды при взаимодействии порода—вода: поступление может происходить только за счет жидкой фазы (порового раствора), например, из глин при их диффузионном выщелачивании; поступление может быть связано с разрушением твердой фазы породы и порового раствора, когда выщелачиванию подвергаются водовмещающие породы, а за счет диффузионных процессов вещество переходит в раствор еще и из глинистых отложений.

В системе порода—вода—газ—живое вещество исключительно важная роль принадлежит живым организмам. В. И. Вернадский — основоположник биогеохимии показал огромное значение живых организмов в истории атомов химических элементов и в том числе в процессах, происходящих в природных водах. В. С. Самарина (1977б), опираясь на идеи В. И. Вернадского, отметила следующее.

1. В верхних оболочках Земли (в биосфере), где источником вещества природных вод служат горные породы с их ионно-солевым комплексом и газы атмосфер Земли (надземной и подземной) живые существа (а среди них преимущественно микроорганизмы) — прямые или косвенные участники всех сложных превращений, характеризующих систему порода—вода—газ—живое вещество.

2. Микроорганизмы (и ферменты) обуславливают разрушение и возможность частичного или полного перехода в раствор практически всех твердых минералов литосферы.

3. Микроорганизмы, определяя процесс минерализации органических веществ, переводят в раствор ряд органических соединений и, поскольку минерализация сопровождается мощным газообразованием с выделением таких агрессивных газов как CO_2 , O_2 , H_2S и др., усиливают растворяющую способность природных вод по отношению к горным породам; аналогичную функцию выполняют и некоторые другие живые организмы.

4. Формирующаяся при активном участии биогенного фактора система природная вода—растворенное вещество развивается в верхних зонах геосферы также при определяющей роли живых организмов: микробы активно участвуют в процессах преобразования океанических и морских вод в иловые и поровые растворы; с жизнедеятельностью микроорганизмов, производящих сероводород, связаны восстановительные обстановки в недрах Земли, где возникают системы вода—растворенное вещество специфического состава; деятельности живых существ, обуславливающих круговорот углерода, центральным звеном которого является CO_2 , обязано, например, карбонатное равновесие, играющее исклю-

чительно важную роль в поверхностных и неглубоко залегающих подземных водах Земли.

Известно, что микробы могут развиваться в самых различных природных водных средах, характеризующихся разными температурными условиями, концентрацией и составом растворенных веществ, содержанием органических соединений, значениями pH и Eh и т. д. В связи с этим микробы распространены чрезвычайно широко и, по выражению В. И. Вернадского, являются «всюдными». Перерабатывая в процессе жизнедеятельности разнообразные вещества, они обуславливают круговорот атомов многих химических элементов. Круговорот представляет собой комплекс взаимосвязанных весьма сложных превращений, вызываемых микробами (и другими живыми организмами), в результате которых протекают важные гидрогеохимические (и геологические) процессы. В настоящее время изучены биогенные круговороты углерода, серы, азота, железа, фосфора, кремния и некоторых других элементов, осуществляющиеся с участием микробов.

Поскольку с биологическими факторами связаны главные компоненты химического состава воды — углерод (HCO_3^- , CO_3^{2-} , CO_2) и сера (SO_4^{2-} , H_2S , HS^-), а также некоторые «второстепенные» и микрокомпоненты, изучение микроорганизмов — неременная и очень важная составная часть гидрогеохимических исследований.

Весьма велико также значение газовой составляющей природных вод. Хорошо известно, что наиболее распространенные газы — O_2 , CO_2 , H_2 , CH_4 , N_2 , H_2S , Ar и He — играют огромную гидрогеохимическую роль. Напомним, что такие газы, как O_2 и H_2S служат потенциалзадающими, обуславливающими окислительную (O_2) или восстановительную (H_2S) обстановки природных вод; O_2 и CO_2 принадлежат к числу агрессивных газов, под воздействием которых растворяются самые различные минералы, в том числе и наиболее распространенные в земной коре силикаты; CO_2 и H_2S — это главные участники двух важнейших равновесий природных вод — карбонатного (CO_2), наиболее важного, и сульфидного (H_2S). Опробование вод на благородные газы используется для решения самых различных генетических задач, а относительные содержания гелия — для суждения о степени гидрогеологической закрытости недр и определения абсолютного возраста воды (и газа).

Из сказанного видно, что сущность гидрогеохимических исследований — в детальном изучении всех компонентов сложных природных систем: порода—вода—газ—живые организмы. Именно в таком плане кафедрой гидрогеологии Ленинградского государственного университета совместно с Молдавским геологическим управлением проведены многолетние работы по Молдавскому артезианскому бассейну. На основе этих работ на примере Молдавского бассейна оказалось возможным установить закономерности размещения основных химических типов вод, сопоставить

их с данными для других бассейнов и сделать попытку расшифровать наиболее важные процессы, обуславливающие формирование вод различного химического типа и состава.

Кратко остановимся на характеристике методики выполненных работ.

Гидрогеохимические исследования пород (их ионно-солевого комплекса) производились по всему разрезу Молдавского бассейна; использовался керн.

Осуществлялся минералогический (шлифовый) анализ песчаных образцов и пород кристаллического фундамента. Глины и аргиллиты изучались методом «окрашивания» (с целью ориентировочного определения минеральной группы глин), методом электронной микроскопии и термического анализа; термический анализ использовался также при исследовании образцов карбонатных пород.]

При анализе адсорбированных (поглощенных) катионов применялась методика Т. В. Котеневой (1956). Для этого навеска предварительно измельченного образца (фракция менее 1 мм) отмывалась от легко воднорастворимых солей этиловым спиртом (весовое соотношение порода—спирт составляло около 1:5). Спирт был взят как мало воздействующая на породу жидкость и практически не растворяющая гипс и карбонаты кальция; кроме того, при использовании спирта значительно уменьшается десорбция поглощенных ионов. Отмытый от солей образец обрабатывался раствором хлорида аммония с целью десорбции поглощенных катионов. Для этого к образцу добавлялся 1 N раствор хлористого аммония (сохранялось соотношение 1:5) при pH 6,5—6,8, смесь энергично взбалтывалась и затем фильтровалась под вакуумом. В фильтрате определялись ионы HCO_3^- , SO_4^{2-} , Cl^- , Ca^{2+} , Mg^{2+} , $\text{Na}^+ + \text{K}^+$.

Как известно, при обработке пород водным раствором хлористого аммония в вытяжку переходят не только поглощенные катионы, но также еще часть катионов, входящих в состав карбонатов и сульфатов магния и кальция самой породы. Поэтому при расчете количественного состава поглощенных катионов общая сумма катионов щелочноземельных элементов в хлористоаммонийной вытяжке уменьшалась на число эквивалентов сульфатов и карбонатов. Для этого при пересчете вводилась поправка на содержание гидрокарбонат- и сульфат-ионов, связанных с ионами кальция и магния; остаток последних и весь натрий отвечают количеству их, находящемуся в поглощенном состоянии.

Поровые растворы изучались на образцах пород с очень незначительной величиной естественной влажности. Поэтому поровые растворы исследовались при искусственном увлажнении измельченных пород (фракция менее 1 мм). Такой способ описан в литературе (Арсланбекова, Номикос, Крюков, 1962) и рекомендуется для работы с известняками и песчанистыми породами (т. е. породами с незначительным поглощающим комплексом), так как

в глинистых образцах искусственное увлажнение вызывает некоторые нарушения ионно-молекулярного равновесия.

В гидрохимической литературе при изложении методики отжимов некоторые авторы предлагают пересчитывать полученные количества воднорастворимых солей с учетом естественной влажности данной породы. Однако работами П. А. Крюкова (1964), Е. В. Часовниковой (1971) было установлено, что принципиального значения такие пересчеты не имеют.

Исследования Е. В. Часовниковой показали, что лучшие результаты получаются в том случае, когда за величину искусственной увлажненности принимается влажность породы, равная 1,5 величинам ее максимальной молекулярной влагоемкости для известняков, песчаников, алевролитов и 2 — для глин и аргиллитов. Определение максимальной молекулярной влагоемкости производилось для воздушно-сухого раздробленного образца (фракция менее 1 мм). К раздробленному образцу добавлялось рассчитанное количество дистиллированной воды с учетом указанных величин «рабочей» увлажненности, смесь тщательно перемешивалась и оставлялась на сутки в эксикаторе, наполненном водой. Через сутки производилось извлечение порового раствора в приборе Крюкова. Для более полного и быстрого вытеснения порового раствора над породой, помещенной в стакан прибора Крюкова, наливался небольшой слой этилового спирта (Крюков, 1947, 1971). Добавление спирта производилось, с одной стороны, для вытеснения порового раствора, с другой — для подавления реакций катионного обмена.

Отжатый поровый раствор собирался в соответствующий приемник и в нем выполнялись определения ионов: HCO_3^- , CO_3^{2-} , SO_4^{2-} , Cl^- , Ca^{2+} , Mg^{2+} и Na^+ . В расчеты результатов анализа вводилась поправка на величину максимальной молекулярной влагоемкости, поскольку часть искусственно добавленной влаги уходит на смачивание породы, т. е. становится нерастворяющим объемом связанной воды. Благодаря тому, что подготовленные искусственно-увлажненные образцы обладали достаточно высокой степенью влажности и в качестве вытеснителя использовался спирт, применяемые для отпрессовывания давления не превышали 2500 кг/см², а время отжима составляло максимум 5—10 час.

Интерпретация полученных при отжиме результатов основывалась на следующих положениях: а) по-видимому, незначительное искусственное увлажнение породы хотя и нарушает природное равновесие между отдельными составными частями ионно-солевого комплекса пород, однако результаты анализа извлеченных растворов значительно ближе к истинным равновесиям порода—поровый раствор, чем результаты анализа водных вытяжек, приготовленных при соотношении порода—вода, равном 1 : 5; б) если на полученный при искусственном увлажнении отжим смотреть как на своеобразную водную вытяжку (так как к породе добавлялась дистиллированная вода), то такая «вытяжка»

отвечает очень низкому соотношению порода—вода; есть все основания считать, что из незасоленных пород в отжим переходит в основном вещество порового раствора, а не компоненты твердой фазы породы; в) для засоленных пород (т. е. содержащих NaCl в твердой фазе) искусственное увлажнение в процессе проведения отжима должно, очевидно, давать искаженные результаты.

При исследовании ионно-солевого комплекса пород наиболее широко применялся метод «водной вытяжки» — наименее трудоемкий и позволяющий производить массовое опробование большого количества образцов. Вытяжки получали обработкой породы дистиллированной водой при комнатной температуре и атмосферном давлении. Образцы предварительно дробились, и для получения вытяжки использовали фракцию с размером зерен менее 1 мм. Соотношение порода / вода составляло 1 : 5, время контакта породы и воды — 1 сутки. После отстаивания смесь фильтровалась, и в фильтрате определялись ионы HCO_3^- , CO_3^{2-} , SO_4^{2-} , Cl^- , Ca^{2+} , Mg^{2+} и Na^+ . Данные условия проведения опыта были отработаны Е. В. Часовниковой (1971), показавшей на примере различных регионов Таджикистана, что водная вытяжка при этом представляет наиболее точную лабораторную гидрохимическую модель, отражающую состав подземных вод верхнего гидродинамического этажа.

Опробование газовой составляющей подземных вод — растворенных и спонтанных газов — производилось главным образом из самоизливающих скважин с использованием бутылки Савченко (растворенный газ) или методом вытеснения воды (спонтанный газ). В газовой смеси определялись: O_2 , H_2 , CH_4 , N_2 + благородные газы, H_2S , CO_2 , Ar и He.

Микроорганизмы изучались в специальных пробах, отобранных преимущественно из самоизливающих скважин. Исследовались сульфатредуцирующие, денитрифицирующие, нитрифицирующие бактерии, а также микроорганизмы, развивающиеся на белковых средах, дающие общее представление о микробиологической заселенности воды.

Пробы воды отбирались из эксплуатационных и разведочно-поисковых скважин по всему разрезу Молдавского бассейна и площади развития водоносных горизонтов и комплексов. В воде определялись: минерализация, все макрокомпоненты, величины рН и Eh, перманганатная окисляемость, кремнекислота, сероводород, углекислота (свободная и агрессивная), J, Br, B, F, U, Ra и Rn.

Систематизация гидрогеохимических данных и классификация вод по химическому составу на современном этапе развития гидрогеохимии весьма затруднительны, поскольку единого подхода к этим вопросам и универсальной химической классификации природных вод пока еще не существует. Да и, по-видимому, создание такой классификации — весьма сложная проблема,

вследствие того, что природная вода — это многокомпонентная система, характеризующаяся наличием различных фаз (жидкой, газообразной и твердой) и присутствием живых организмов.

Как известно, все применяющиеся в настоящее время классификационные схемы значительно упрощают представление о природном растворе, так как базируются только на учете макрокомпонентного состава воды, т. е. главных анионо- и катионных элементов. Однако такое упрощение вполне допустимо, поскольку эти элементы установлены с учетом сочетания двух важнейших геохимических признаков — распространенности элемента в земной коре (кларка) и растворимости его природных соединений. Главные компоненты характеризуются высокими кларками и хорошей растворимостью своих природных соединений.

Весьма сложен вопрос о том, что же считать классификационной таксономической единицей, какой принцип положить в основу ее определения. Разными авторами предложены самые различные схемы, в результате чего создается впечатление о множественности подходов, множественности классификационных схем. Но нам представляется, что такое впечатление кажущееся.

Во всех схемах учитываются сочетания макрокомпонентов. При этом, если принимаются во внимание только сочетания, характеризующиеся наибольшей растворимостью и присущие любому природному раствору при всех значениях минерализации, число химических типов получается ограниченным и все многообразие природных вод сводится к 3—4 типам. Если же классификации строятся по принципу учета всех возможных сочетаний, независимо от степени растворимости получающихся комбинаций, то, пользуясь формулами теории соединений, нетрудно сосчитать, что максимальное количество сочетаний отдельно для анионов и катионов составит по 25, а следовательно, число типов природных вод — 625. Число типов возрастает до 720, если катионы и анионы рассматривать совместно.

Классификации первой группы — это схемы Н. С. Курнакова — М. Г. Валяшко, В. А. Сулина, О. А. Алекина, Г. Н. Каменского, Н. С. Спиро, Н. В. Тагеевой, А. Г. Бергмана, С. Д. Четверикова и др. Каждая из этих схем отличается от прочих какой-либо деталью, но основа у всех общая и схемы примерно одинаковы. Представляется, что наиболее последовательная классификация Курнакова—Валяшко, поскольку она базируется на физико-химическом анализе раствора, состоящего из шести главных компонентов. Опираясь на эту схему, все природные воды Земли можно разделить на крупные, генетически разнородные группы: метеорные, поверхностные и неглубокие подземные воды, принадлежащие к сульфатному (SO_4 —Na-подтипу) и карбонатному типам; океанические и морские воды, имеющие сульфатный тип (Cl—Mg-подтип), и глубокие подземные воды, относящиеся к хлоридному типу.

В основе классификационных схем второй группы, по существу, лежит формула В. А. Курлова, которая отображает любой фактический анализ воды, записанный в определенной последовательности идущих один за другим макрокомпонентов. Классификации С. А. Шукарева, К. В. Филатова, В. А. Приклонского, А. А. Бродского, М. Е. Альтовского, И. К. Зайцева, Г. А. Вострокнутова, О. А. Бозояна и многих других основаны на формуле Курлова без учета компонентов, содержание которых составляет меньше 10 экв.%, меньше 25 экв.%, меньше 33 экв.% и т. д. Ни один из компонентов не опущен в классификации О. С. Джиккии, и именно он получил 625 типов природных вод. Их получается 720, если формулу Курлова записывать в одну строку в порядке убывания макрокомпонентов независимо от того, анион это или катион. Такой способ отображения предложил в свое время Г. А. Максимович (1944), развивавший учение о «гидрохимических фациях природных вод».

Если, систематизируя гидрохимический материал, опираться на принцип учета всех возможных сочетаний из шести главных ионов, то, по нашему мнению, нужно пользоваться классификациями О. С. Джиккии или Г. А. Максимовича.

Необходимо, однако, обратить внимание на следующее обстоятельство. В любом случае, оперируя сочетаниями макрокомпонентов и получая при этом 3—4 типа или 625—720 типов, мы исходим из представления о том, что главные компоненты химического состава воды присутствуют в растворах любой концентрации в форме простых (Na^+ , K^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , Cl^-) или сложных (SO_4^{2-} , HCO_3^- , CO_3^{2-}) ионов. В то же время работами последних лет доказано (Гаррелс и Крайст, 1968 и др.), что в такой форме макрокомпоненты находятся только в разбавленных растворах. Уже при минерализации около 1 г/л примерно 20% кальция присутствует не в виде Ca^{2+} , а в виде ионных ассоциатов — $[\text{CaCO}_3]$, $[\text{CaHCO}_3^+]$ и $[\text{CaSO}_4]$ (Алекин, 1970). В растворах, отвечающих концентрации океанической воды, ионные пары образуют Mg^{2+} , Ca^{2+} , HCO_3^- , CO_3^{2-} и SO_4^{2-} , а в рассолах — даже такие сильные катионы, как Na^+ и K^+ .

Таким образом, следует сознавать, что любая классификационная схема, основанная на учете макрокомпонентов химического состава воды (различных их сочетаниях), в значительной мере условна, поскольку все схемы исходят не из реально присутствующих в природном растворе сочетаний компонентов (ионных пар), а на гипотетических теоретически возможных комбинациях.

Нам представляется в связи с этим, что в настоящее время нет особой необходимости доказывать преимущества той или иной из существующих классификационных схем перед любой другой. По-видимому, создание принципиально новых схем станет возможным лишь тогда, когда на новую ступень поднимается уровень наших знаний о конкретных формах нахождения химических элементов в природных водных растворах.

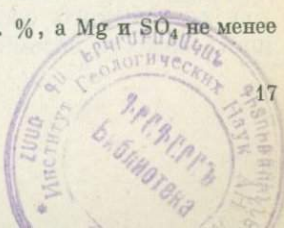
В основу выделения химического типа вод в данной работе положена классификация Курнакова — Валяшко. Это дало возможность сразу же разграничить воды верхнего и нижнего гидродинамических этажей. Как показало изучение материалов томов «Гидрогеология СССР», в верхнем этаже в основном развиты воды сульфатного и карбонатного типов, в нижнем — хлоридного.

В пределах каждого типа рассматривались составы вод. Для этой цели использован метод построения так называемых «миграционных кривых», разработанный на кафедре гидрогеологии Ленинградского университета (Козлова, Самарина, 1963; Мартынова, Самарина, 1966), основанный на принципе изучения поведения макрокомпонентов химического состава воды (их относительного содержания) от величины минерализации (Валяшко, 1955).

Необходимо отметить, что такой подход с разными вариациями применялся многими исследователями. Например, Г. А. Максимович (1944), развивая учение о «гидрохимических фациях», опирался на кривые, отражающие зависимость абсолютных (весовых) содержаний компонентов от величины минерализации. В местах пересечения кривых «фации» сменяют одна другую, поскольку один преобладающий макрокомпонент уступает первое место другому.

К. Е. Питьева (1969, 1971), опираясь на графики зависимости содержания в водах анионов и катионов (их относительных количеств) и микрокомпонентов от степени минерализации воды, предложила свою классификацию подземных вод по химическому составу. Она отмечает, что изучение изменения «химического состава подземных вод по вертикальным геологическим разрезам различных территорий СССР, сравнение химического состава подземных вод с составом поверхностных (озерных, речных и морских вод) позволило установить закономерности изменения количественных характеристик отдельных элементов в связи с изменением в целом гидрохимических обстановок» (1969, с. 46). Из обобщающей таблицы, приведенной цитируемым автором, отражающей «химический состав подземных вод, наиболее широко распространенных в пределах изученной части земной коры», видна хорошо всем известная закономерность, выведенная еще в 1955 г. М. Г. Валяшко, построившего статистические обобщающие кривые, наглядно показавшие смену преобладающих анионов и катионов по мере роста минерализации воды. Что же касается формул химического состава воды, которые в соответствии с классификацией К. Е. Питьевой строятся с учетом определенных «предельных норм содержания анионов и катионов. . . и, например, вода гидрокарбонатная с повышенным сульфат-ионом, кальциевая с повышенным магнием» (1969, с. 51) записывается — $\text{HCO}_3\text{ и SO}_4 \text{ Ca и Mg}^1$, то формулы эти представляют собой не-

¹ В этой воде содержание HCO_3 и $\text{Ca} > 40\text{—}45$ экв. %, а Mg и SO_4 не менее 5—10 экв. %.



сколько ухудшенный вариант формулы Курлова; в последней (в современной интерпретации) записываются все компоненты и, что очень важно, приводятся они в количественном выражении, давая таким образом самое полное представление о конкретном макрокомпонентном составе любой природной воды.

Исследования, проведенные на кафедре гидрогеологии Ленинградского университета с использованием большого гидрохимического материала по ряду регионов СССР, показали, что «усредненные, обобщающие кривые, построенные М. Г. Валяшко, отражают общую закономерность в изменении химического состава природных вод. Они дают как бы норму поведения макрокомпонентов, обусловленную главным образом их строением (внутренними факторами миграции)» (Мартынова, Самарина, 1966, с. 48). В конкретных физико-географических, геологических и гидрогеологических условиях происходит отклонение от нормы в ту или иную сторону, поскольку на поведение элементов большое влияние оказывают также и внешние факторы миграции. Для суждения о закономерностях поведения компонентов в конкретных «природных обстановках существования воды» и был предложен метод построения миграционных кривых, который позволяет: а) установить «узлы минерализации», где перестраивается химический состав воды по преобладающим макрокомпонентам, что дает возможность классифицировать воду по величине минерализации (Самарина, Мартынова, 1966, с. 69); б) вывести усредненные формулы химического состава воды, отражающие закономерную смену главных преобладающих компонентов воды по мере изменения величины минерализации в любом конкретном регионе, районе, подрайоне и т. д.

Методический прием, основанный на выведении усредненных формул химического состава воды в разных интервалах минерализации, по нашему мнению, никоим образом не может быть положен в основу химической классификации воды; это всего лишь один из возможных, наиболее простых статистических способов обработки большого гидрохимического материала, позволяющий во всем многообразии составов вод увидеть «главную линию» и попытаться увязать ее с основными факторами, определяющими формирование химического состава воды.

Таким образом, в настоящей книге при систематизации гидрогеохимического материала, т. е. при обработке данных анализа природных вод и искусственно приготовленных растворов (водных вытяжек и отжимов из пород), использованы:

а) для определения химического типа — классификация Курнакова — Валяшко, позволяющая в наиболее общем виде устанавливать направленность гидрогеохимических процессов. Поскольку для отнесения вод к тому или иному химическому типу исследуется соотношение Cl и Na (т. е. «консервативных» компонентов химического состава воды), эта классификация дает возможность сразу и весьма четко разделить воды, формирующиеся при

прогрессирующем разрушении ионно-солевого комплекса осадочных пород в условиях верхнего гидродинамического этажа, от подземных вод нижнего этажа, где ионно-солевой комплекс пород разрушается весьма медленно и длительные отрезки времени сохраняет черты, присущие бассейнам седиментации;

б) для выявления химического состава вод (усредненных формул) в зависимости от степени минерализации воды в пределах каждого химического типа — миграционные кривые, построение которых осуществлялось с применением ЭВМ;

в) для отображения фактического состава — конкретных анализов природных вод, водных вытяжек и отжимов из горных пород — применялась формула Курлова с полным написанием всех главных компонентов.

Необходимо отметить, что обработка гидрохимических данных по изложенной схеме была возможной только для Молдавского артезианского бассейна, для которого выполнено специальное исследование системы порода — вода, и количество анализов оказалось достаточным для построения миграционных кривых. В томах «Гидрогеология СССР», материалы которых использованы для характеристики (в интересующем нас аспекте) других артезианских бассейнов, сведения об ионно-солевом комплексе отсутствуют. К сожалению, также далеко не во всех томах приведены массовые анализы проб воды в количестве, достаточном для статистической обработки. В связи с этим миграционные кривые по ряду регионов или не удалось составить совсем, или же они весьма схематизированы и позволяют только наметить тенденцию в изменении состава вод вслед за величиной минерализации.

О ЗАКОНОМЕРНОСТЯХ РАЗМЕЩЕНИЯ
ХИМИЧЕСКИХ ТИПОВ ПОДЗЕМНЫХ ВОД
В АРТЕЗИАНСКИХ БАСЕЙНАХ
НЕКОТОРЫХ ПЛАТФОРМЕННЫХ
И ГОРНО-СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ СССР

ПЛАТФОРМЕННЫЕ ОБЛАСТИ

Восточно-Европейская платформа

Восточно-Европейская (Русская) платформа в гидрогеологическом отношении наиболее изучена особенно в верхней части разреза артезианских бассейнов, что связано с широким использованием подземных вод в народном хозяйстве. В геологическом разрезе платформы выделяют два этажа: нижний — кристаллический фундамент, сложенный метаморфическими и магматическими породами архейской и нижней — среднепротерозойской групп; верхний — включает осадочные отложения всех систем, начиная от палеозоя и кончая четвертичными толщами. Мощность осадочного чехла колеблется от 1,5—4 км и до 17 км (в Прикаспийской впадине); в пределах Украинского и Балтийского щитов мощность уменьшается почти до полного выклинивания осадочных образований.

В соответствии со схемой гидрогеологического районирования (Гидрогеология СССР, сводный том, вып. 1, 1976) на территории Восточно-Европейской платформы выделяются бассейны трещинных вод (Украинского и Балтийского щитов), артезианские бассейны первого и более высоких порядков (Балтийско-Польский, Средне-Русский, Восточно-Русский и др.), а также Донецкий бассейн, относящийся к структурам переходного типа (адартезианским бассейнам).

Характерная особенность всего резерва осадочного чехла Восточно-Европейской платформы — это широкое распространение в ее пределах хемогенных отложений. Особенно развиты гипсоносные породы разного возраста, преимущественно относящиеся к девону и перми. Также главным образом к девону и перми приурочены соленосные накопления, причем солеродные бассейны пермского возраста тяготеют к восточным окраинам платформы, а девонского возраста — к ее центральным районам.

Основную территорию Восточно-Европейской платформы занимает Средне-Русский артезианский бассейн первого порядка. В его пределах выделяются Северо-Двинский, Московский и

Ленинградский артезианские бассейны второго порядка. Рассмотрим Московский артезианский бассейн.

Московский артезианский бассейн приурочен к центральной части Московской синеклизы. На складчатом архейско-протерозойском фундаменте залегают.

1. Толща преимущественно терригенных пород рифейского, вендского, кембрийского и ордовикского возраста, максимальная мощность которых превышает 1000 м.

2. Отложения девона, карбона и перми, представленные карбонатно-терригенными накоплениями, по всему разрезу которых наблюдаются вкрапленники, прослои и слои гипса, местами ангидрита; в породах девона в ряде районов отмечена каменная соль. Максимальная мощность составляет около 3000 м.

3. Терригенные континентальные, частично морские накопления мезозоя и кайнозоя, суммарной максимальной мощностью около 500 м.

Нижнюю границу верхнего гидродинамического этажа Московского бассейна (включающего зоны свободного и замедленного водообмена) обычно проводят с учетом глубины периферийных морей — Баренцова и Балтийского, достигающей примерно 500 м. Максимальная мощность разреза, принадлежащего верхнему гидродинамическому этажу, оценивается в 600—700 м. В пределы этажа входят породы мезозоя и кайнозоя и почти повсеместно загипсованные терригенно-карбонатные толщи девона, карбона и перми.

Нижний гидродинамический этаж охватывает породы фундамента, рифея, кембрия, ордовика и частично девона, карбона и перми; мощность его велика и в наиболее погруженной части Московского бассейна составляет около 3000 м.

Московский артезианский бассейн характеризуется нормальным вертикальным гидрохимическим разрезом: с глубиной минерализация подземных вод нарастает. Выделяют четыре гидрохимические зоны (Гидрогеология СССР, т. 1, 1966): а) пресных вод с минерализацией до 1 г/л; б) солоноватых вод с минерализацией 1—10 г/л; в) соленых вод с минерализацией 10—50 г/л; г) рассолов с минерализацией более 50 г/л (и до 270 г/л).

В верхнем гидродинамическом этапе развиты преимущественно пресные и солоноватые, местами соленые воды. Средняя мощность зоны пресных вод не превышает первые десятки метров, солоноватых и соленых — 200—300 м. Огромную мощность (свыше 2500 м) имеют рассолы, приуроченные к нижнему гидродинамическому этажу.

Основную часть верхнего гидродинамического этажа занимают воды сульфатного типа сульфатно-натриевого подтипа, приуроченные к загипсованным и засоленным породам девона, карбона и перми. Они преимущественно солоноватые с минерализацией 1—10 г/л; в отдельных случаях минерализация их составляет <1 г/л или >10 г/л, но обычно не выше 20 г/л. По мере роста минерализа-

ции происходит закономерная смена преобладающих компонентов¹:

- <1 г/л; HCO₃—SO₄—Ca;
- 1—4 г/л; SO₄—HCO₃—Ca—Mg;
- 4—7 г/л; SO₄—Cl—Na—Ca;
- >7 г/л; Cl—SO₄—Na.

Формулы показывают, что хлор становится первым главным анионом при сравнительно высокой минерализации воды, составляющей около 7 г/л, а натрий сменяет кальций, выходя на первое место уже при минерализации около 4 г/л.

В качестве примера можно привести следующие данные: воды каменноугольных отложений в районе с. Кораблино:

$$M_{0,5} \frac{HCO_{63}^3 SO_{36}^4}{Ca_{76} Mg_{16}},$$

воды каменноугольных отложений в районе г. Сарай:

$$M_{1,0} \frac{SO_{50}^4 HCO_{35}^3}{Ca_{48} Mg_{40}};$$

воды каменноугольных отложений в районе с. Касимово:

$$M_{5,9} \frac{-SO_{53}^4 Cl_{45}}{Na_{58} Ca_{28} Mg_{19}};$$

воды девонских отложений в районе г. Москвы:

$$M_{7,4} \frac{Cl_{59} SO_{39}^4}{Na_{61} Ca_{23} Mg_{16}};$$

воды каменноугольных отложений в районе г. Кашина:

$$M_{20,0} \frac{Cl_{66} SO_{33}^4}{Na_{74} Mg_{16}}.$$

Воды карбонатного типа в Московском артезианском бассейне подчиненного значения. Они известны в отдельных пунктах в пределах самой верхней части верхнего гидродинамического этажа. Приурочены преимущественно к песчано-глинистым неогеновым, меловым и юрским породам. Минерализация вод карбонатного типа обычно не более 1,0 г/л, чаще — до 0,5—0,7 г/л. В составе их резко преобладают гидрокарбонатный и кальциевый ионы; второе место среди анионов часто принадлежит сульфатиону, а среди катионов — натрию. Таким образом, усредненная формула химического состава имеет вид: HCO₃—(SO₄)—Ca—(Na)*. В отдельных районах в водах карбонатного типа отмечается

¹ Здесь и далее в усредненных формулах учтены только те компоненты, содержание которых превышает 20 экв. %.

* Здесь и далее ионы, заключенные в скобки, присутствуют в количестве меньшем 20 экв. %.

запах сероводорода, что, по-видимому, связано с разложением пирита, присутствующего в водосодержащих породах.

Весь нижний гидродинамический этаж Московского бассейна занимают воды хлоридного типа с минерализацией, изменяющейся от 20—35 до 270 г/л. Рассолы приурочены как к незагипсованным и незасоленным терригенным толщам низов разреза (породам рифейского, вендского, кембрийского и ордовикского возраста), так и хемогенным карбонатно-терригенным отложениям девона, карбона и перми. Усредненная формула химического состава рассолов во всем интервале их минерализации имеет вид: Cl—Na—Ca или Cl—Na—(Ca) . Концентрация хлорид-иона приближается к 100 экв. %, натрия, как правило, содержится более 70 экв. %. Обращает внимание отсутствие среди рассолов Московского артезианского бассейна вод существенно хлоридно-кальциевого состава, т. е. с преобладанием среди катионов кальция.

Таким образом, с учетом химического типа вод, названного по классификации Курнакова — Валяшко, вертикальный гидрохимический разрез Московского артезианского бассейна характеризуется (сверху вниз) наличием:

а) вод карбонатного типа, пресных, по составу $\text{HCO}_3—(\text{SO}_4)—\text{Ca—(Na)}$, локально развитых в самой верхней части верхнего гидродинамического этажа.

б) вод сульфатного типа сульфатно-натриевого подтипа, пресных, солоноватых и соленых, закономерно изменяющихся по составу вслед за величиной минерализации в соответствии со схемой $\text{HCO}_3 \rightarrow \text{SO}_4 \rightarrow \text{Cl}$ и $\text{Ca} \rightarrow \text{Na}$, регионально развитых и занимающих практически весь верхний гидродинамический этаж бассейна.

в) вод хлоридного типа, рассольных, однообразных по химическому составу, характеризующихся формулой Cl—Na—Ca , приуроченных к нижнему гидродинамическому этажу бассейна.

Ленинградский артезианский бассейн находится в пределах погруженных частей южного и юго-восточного склонов Балтийского щита. На архейско-протерозойском фундаменте залегают осадочные образования от верхнепротерозойских до каменноугольных и четвертичных включительно. В разрезе их выделяются следующие части.

1. Толща преимущественно терригенных пород верхнего рифея и кембрия, характеризующаяся сравнительно широким развитием глин (синие и ламинаритовые глины кембрия), нередко интенсивно пиритизированных. Общая мощность около 600 м.

2. Отложения ордовика, девона и карбона, представленные карбонатно-терригенными накоплениями, общей мощностью свыше 1500 м. В ордовикском комплексе широко распространены доломитизированные известняки и доломиты, а в породах верхнего девона на востоке и юго-востоке бассейна наблюдается слабая загипсованность.

3. Четвертичные отложения — ледниковые, аллювиальные и другие, максимальной мощностью около 200 м.

Нижнюю границу верхнего гидродинамического этажа Ленинградского бассейна условно проводят с учетом максимальной глубины Балтийского моря и полагают, что она (граница) примерно расположена на абсолютных отметках минус 250—400 м. Максимальная мощность разреза, принадлежащего верхнему этажу, оценивается, таким образом, в 400—450 м. В пределы этажа входят породы верхнего девона, карбона и четвертичные; на западе бассейна — все более древние толщи вплоть до фундамента. Нижний гидродинамический этаж включает образования фундамента, кембрия, ордовика и среднего девона, наибольшая мощность его достигает 1400—1500 м.

Для Ленинградского артезианского бассейна характерен нормальный вертикальный гидрохимический разрез. Выделяют три гидрохимические зоны (Гидрогеология СССР, т. III, 1967): а) пресных вод с минерализацией до 1 г/л; б) солоноватых и соленых вод с минерализацией 1—35 г/л; в) рассолов различной крепости с минерализацией более 35 г/л и до 180 г/л (редко — до 270 г/л).

В верхнем гидродинамическом этаже распространены главным образом пресные и солоноватые воды. Мощность пресных вод достигает 100—200 м, на отдельных участках — 300 м; максимальная мощность солоноватых и соленых вод около 500 м. Рассолы, развитые в нижнем гидродинамическом этаже, имеют мощность до 1000—1300 м.

Основную часть верхнего гидродинамического этажа занимают воды карбонатного типа с минерализацией преимущественно до 1 г/л. С учетом анионного состава можно выделить две разновидности этих вод: $\text{HCO}_3\text{—}(\text{SO}_4)$ и $\text{HCO}_3\text{—}(\text{Cl})$ или Cl—HCO_3 , т. е. обогащенных или сульфатами, или хлоридами. В обеих разновидностях главные катионы присутствуют примерно в равных количествах; первое место нередко принадлежит натрию.

Как правило, воды первой разновидности, т. е. $\text{HCO}_3\text{—}(\text{SO}_4)$, приурочены к карбонатным накоплениям. В качестве примера приведем следующие данные:

воды каменноугольных отложений в с. Подольно:

$$M_{0,45} \frac{\text{HCO}_{32}\text{SO}_7^{\frac{1}{2}}}{\text{Ca}_{40}\text{Na}_{35}\text{Mg}_{25}};$$

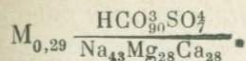
воды верхнедевонских отложений в с. Борок:

$$M_{0,31} \frac{\text{HCO}_{32}\text{SO}_5^{\frac{1}{2}}}{\text{Mg}_{45}\text{Ca}_{43}\text{Na}_{11}};$$

воды верхнедевонских отложений в с. Плашкино:

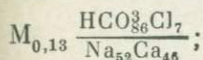
$$M_{0,28} \frac{\text{HCO}_{89}\text{SO}_7^{\frac{1}{2}}}{\text{Na}_{39}\text{Ca}_{30}\text{Mg}_{24}\text{NH}_7^{\frac{1}{2}}};$$

воды верхнедевонских отложений в с. Покровское:

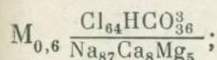


Воды второй разновидности, в анионном составе которых значительная роль принадлежит хлору (формулы $\text{HCO}_3-(\text{Cl})$ и $\text{Cl}-\text{HCO}_3$), связаны преимущественно стерригенными накоплениями. Примером таких вод могут служить:

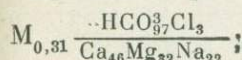
воды нижнекарбонатных отложений в с. Великино:↓



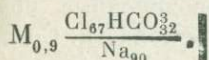
воды нижнекембрийских отложений в с. Крикково:



воды кембро-ордовикских отложений (песчано-глинистых) в с. Красный Бор:



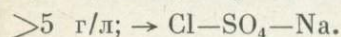
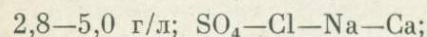
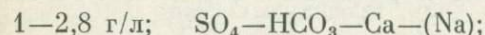
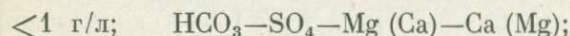
воды нижнекембрийских отложений в с. Песочная:



Необходимо подчеркнуть, что воды карбонатного типа, связанные с карбонатными накоплениями, на отдельных участках изменяют свой облик: вместо $\text{HCO}_3-(\text{SO}_4)$ они становятся $\text{HCO}_3-(\text{Cl})$ или даже $\text{Cl}-\text{HCO}_3$; к таким участкам относятся, например, район г. Старая Русса (Мартынова, Мартыанова, 1971), где в результате подтока глубоких соленых вод хлоридного типа пресные воды карбонатного типа, формирующиеся в известняках верхнего девона, обогащаются хлорид-ионами.

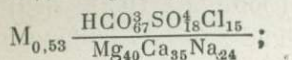
Воды сульфатного типа в Ленинградском артезианском бассейне подчиненного значения. Они установлены в пределах верхнего гидродинамического этажа на востоке и юго-востоке бассейна, где в разрезе осадочной толщи появляется гипс или отмечается загипсованность пород; они чаще связаны с карбонатными отложениями ордовика и верхнего девона.

По величине минерализации воды сульфатного типа — пресные и солоноватые. Максимальные значения минерализации обычно не выше 5—6 г/л. Преобладающие компоненты закономерно сменяются по мере роста количества растворенных солей:

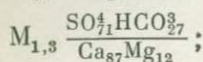


Формулы показывают, что смена сульфат-иона [хлоридным] происходит при минерализации около 5 г/л; натрий сменяет кальций при минерализации около 3 г/л.

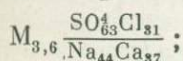
Примером могут служить следующие данные: воды верхнедевонских отложений в с. Дубовицы:



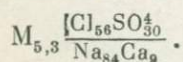
воды верхнедевонских отложений в г. Изборске:



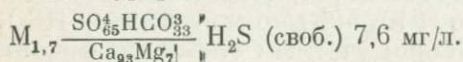
воды ордовикских отложений в г. Будогощ:



воды верхнедевонских отложений у пос. Варница:

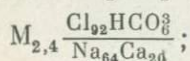


Воды сульфатного типа нередко характеризуются наличием сероводорода. Наиболее распространены сероводородные воды на главном девонском поле в пределах Псковской области. Содержание общего сероводорода в них не превышает 100—140 мг/л, чаще — 10—20 мг/л. Примером могут служить слабосероводородные воды курорта Хилово, имеющие следующий состав:

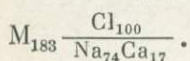


Весьма широко развиты в Ленинградском артезианском бассейне воды хлоридного типа. Они не только занимают весь нижний его гидродинамический этаж, но известны и в ряде пунктов в верхнем этаже. По величине минерализации они изменяются от солоноватых до рассолов и крепких рассолов (2,2—180 г/л и более).

С породами фундамента и терригенными накоплениями верхнего протерозоя и кембрия связаны хлоридные воды, усредненная формула химического состава которых Cl—Na—(Ca) при любой степени минерализации воды. В качестве примера можно привести скважину в с. Яблоновка, вскрывшую (на глубине 286 м) в породах верхнего протерозоя воду, состав которой выражается формулой

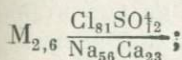


и скважину в г. Валдай, которая (на глубине 1458 м) в отложениях нижнего кембрия вскрыла воду, имеющую состав

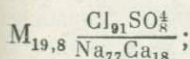


К карбонатно-терригенным породам ордовика и девона приурочены воды хлоридного типа, характеризующиеся несколько иной усредненной формулой. Они $\text{Cl}-(\text{SO}_4)-\text{Na}-(\text{Ca})$ также практически при любой степени минерализации, что хорошо иллюстрируется следующими примерами:

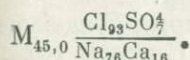
воды девонских отложений в с. Марково:



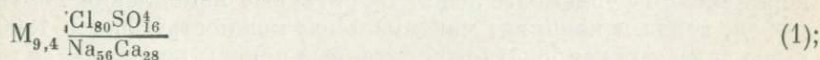
воды девонских отложений в г. Ст. Русса:



воды девонских отложений в г. Валдай:



Обращает внимание отсутствие в Ленинградском артезианском бассейне существенно хлоридно-кальциевых вод (натрий в них всегда резко преобладает над кальцием), а также отчетливо выраженное некоторое обогащение вод хлоридного типа сульфатами в том случае, когда воды приурочены к карбонатным породам. Вследствие этого при равной или близкой величине минерализации формулы Курлова вод хлоридного типа, связанных с карбонатными (1) и терригенными накоплениями (2), различны (по содержанию сульфатов):



Таким образом, вертикальный гидрохимический разрез Ленинградского артезианского бассейна характеризуется наличием: а) вод карбонатного типа, пресных, представленных двумя разновидностями: HCO_3-SO_4 и HCO_3-Cl ($\text{Cl}-\text{HCO}_3$), занимающих большую часть верхнего гидродинамического этажа; сульфатно-натриевого подтипа, пресных и солоноватых, закономерно изменяющихся по составу с ростом минерализации воды по схеме $\text{HCO}_3 \rightarrow \text{SO}_4 \rightarrow \text{Cl}$ и $\text{Ca}(\text{Mg}) \rightarrow \text{Na}$, также развитых в верхнем этаже, но преимущественно в восточных и юго-восточных районах бассейна; хлоридного типа, солоноватых, относящихся к двум разновидностям — $\text{Cl}-\text{Na}-(\text{Ca})$ и $\text{Cl}-(\text{SO}_4)-\text{Na}-(\text{Ca})$, в верхнем гидродинамическом этаже локально развитых.

б) вод хлоридного типа, соленых и рассольных, по составу $\text{Cl}-\text{Na}-(\text{Ca})$ или $\text{Cl}-(\text{SO}_4)-\text{Na}-(\text{Ca})$, занимающих весь нижний гидродинамический этаж.

На южной окраине Восточно-Европейской платформы располагается Причерноморский бассейн первого порядка, совпадающий

с Причерноморской впадиной, образовавшейся в районе сочленения Русской и Скифской платформ. Условно этот бассейн обычно разделяют на три части (соответствующие бассейнам второго порядка): а) северную, приуроченную к самой южной периферии Русской платформы, б) центральную, находящуюся в зоне сочленения Русской и Скифской платформ, в) южную, протягивающуюся вдоль западного склона Скифской платформы и на значительной территории закрытую водами Черного моря (на континенте располагается лишь небольшой район Степного Крыма). Некоторые исследователи (Фролов, 1961, и др.) в качестве артезианского бассейна второго порядка обычно рассматривают так называемый Молдавский бассейн, расположенный на западной окраине Причерноморской структуры первого порядка. В дальнейшем изложении мы придерживаемся такого представления.

Причерноморский бассейн имеет разновозрастный фундамент — дорифейский, палеозойский и мезозойский (в Степном Крыму). Осадочный чехол сложен преимущественно породами мезозоя и кайнозоя, палеозойские накопления известны лишь на территории Молдавского артезианского бассейна.

Молдавский артезианский бассейн (наиболее изученный в гидрохимическом отношении) характеризуется следующими особенностями геологического строения.

1. Допалеогеновый разрез различен в отдельных частях бассейна:

а) в пределах Русской платформы (Молдавской плиты) на дорифейском фундаменте лежат терригенные накопления верхнего рифея, венда и кембрия, максимальной мощностью около 1800 м; выше залегают карбонатно-терригенные породы ордовика, силура, юры и мела, причем для верхней юры характерны гипсы и ангидриты, на отдельных участках гипсы известны также и в силуре; мощность достигает 2000 м;

б) в зоне сочленения Русской и Скифской платформ (в Молдавской впадине), где фундамент бурением еще не достигнут, допалеогеновый разрез представлен карбонатно-терригенными отложениями девона, карбона, перми, триаса, юры и мела, гипсы и ангидриты установлены в девоне, перми и верхней юре; суммарная максимальная мощность составляет свыше 5000 м;

в) в пределах Скифской платформы на палеозойском фундаменте залегает маломощная толща (до 100 м) терригенно-карбонатных пород триасового возраста.

2. Начиная от палеогена и выше, разрез более или менее одинаков на территории всего Молдавского артезианского бассейна. Это преимущественно карбонатно-терригенные толщи палеогена (на Скифской плите палеоген отсутствует), тортона, сармата, меотиса и понта; в тортоне на северо-западе бассейна установлены гипсы. Максимальная мощность отложений палеогена и неогена достигает 600 м.

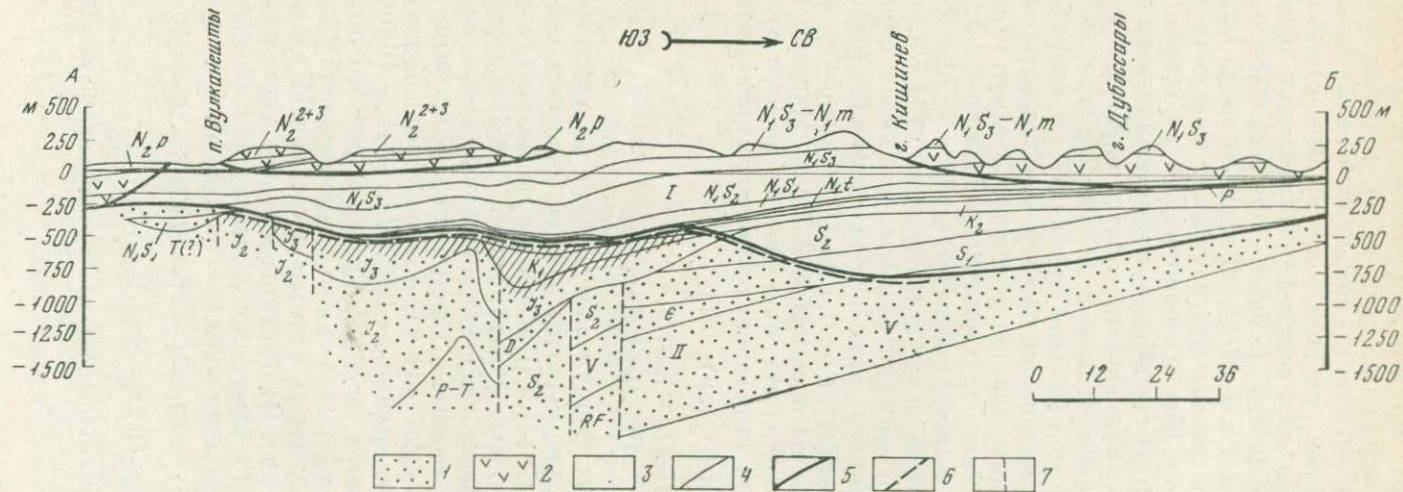


Рис. 1. Гидрохимический профиль Молдавского артезианского бассейна.

Гидродинамические этажи: I — верхний, II — нижний. Типы вод (по классификации Курнакова—Валашко): 1 — хлоридный, 2 — сульфатный, 3 — содовый (карбонатный). Границы: 4 — стратиграфических горизонтов, 5 — различных по типу вод, 6 — гидродинамических зон, 7 — разломы

Нижнюю границу верхнего гидродинамического этажа Молдавского бассейна условно проводят с учетом региональных водупоров: на Молдавской плите — по кровле мощной глинистой толщи венда, в Молдавской впадине — по кровле глинисто-гипсово-ангидритовых накоплений верхней юры (местами и нижнего мела). Максимальная мощность разреза, принадлежащего верхнему этажу, оценивается в 500—600 м. В пределы этажа входят карбонатно-терригенные породы силура, мела, палеогена и неогена, на севере бассейна еще и терригенные накопления верхнего протерозоя и венда. Нижний гидродинамический этаж охватывает породы верхнего протерозоя, венда, карбонатно-терригенные записованные отложения палеозоя, триаса и юры; мощность его велика и в Молдавской впадине превышает, по-видимому, 5000 м.

Молдавский артезианский бассейн характеризуется нормальным гидрохимическим разрезом (Козлова, Самарин, 1976). Выделяются зоны: а) пресной вод с минерализацией до 1 г/л; б) солоноватых и соленых с минерализацией 1—35 г/л; в) рассолов различной крепости от 35 до 140 г/л, местами до 195 г/л.

Основную часть верхнего гидродинамического этажа Молдавского бассейна занимают воды карбонатного типа (рис. 1). Минерализация их колеблется от 0,5 до 6,0 г/л, наиболее часто встречающиеся значения не превышают 2,5 г/л. Миграционные кривые (рис. 2, А)* свидетельствуют о том, что по мере роста минерализации изменяется химический состав вод карбонатного типа:

<2,5 г/л; $\text{HCO}_3\text{—SO}_4\text{—Na}$;

2,5—5,5 г/л; $\text{HCO}_3\text{—Cl—Na}$;

>5,5 г/л; $\text{Cl—HCO}_3\text{—Na}$.

Из приведенных формул следует, что по анионному составу выделяются две разновидности вод карбонатного типа; $\text{HCO}_3\text{—SO}_4$ и $\text{HCO}_3\text{—Cl}$, Cl—HCO_3 ; в обеих разновидностях среди главных катионов резко преобладает натрий. Наиболее распространены в пределах верхнего гидродинамического этажа воды первой разновидности, связанные с терригенно-карбонатными породами. В водах карбонатного типа характерен сероводород, количество которого обычно не превышает 100 мг/л, чаще — 10 мг/л.

Воды сульфатного типа (сульфатно-натриевого подтипа) развиты в Молдавском бассейне только в самой верхней части верхнего гидродинамического этажа и тяготеют к северной и южной окраинам бассейна (см. рис. 1). Величина минерализации их колеблется от 0,5 до 3 г/л. По химическому составу они изменяются вслед за ростом минерализации воды (см. рис. 2, Б).

<1,8 г/л; $\text{HCO}_3\text{—SO}_4\text{—Mg—Ca—Na}$ (Na—Mg—Ca);

>1,8 г/л; $\text{SO}_4\text{—HCO}_3\text{—Na—Mg—Ca}$.

* Здесь и далее по оси абсцисс отложен логарифм минерализации, выраженной в мг/л.

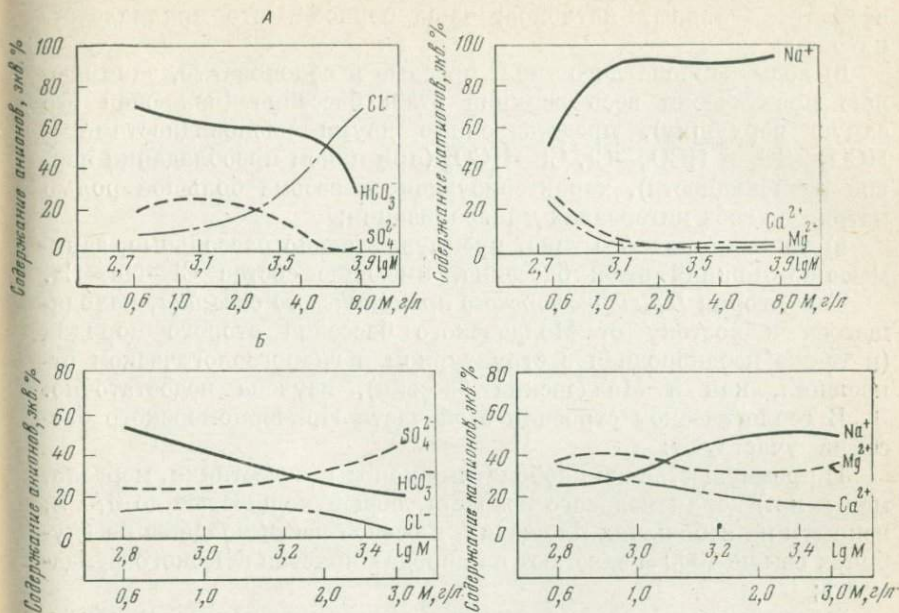


Рис. 2. Миграционные кривые макрокомпонентов вод Молдавского артезианского бассейна: А — карбонатного; Б — сульфатного типа

Обращает внимание большая роль натрия в водах сульфатного типа: первым преобладающим катионом он становится уже при минерализации около 1,2 г/л (см. рис. 2, Б).

Весь нижний гидродинамический этаж занимают воды хлоридного типа; в отложениях верхнего протерозоя, сармата и силура на отдельных участках они известны также и в верхнем этаже. По величине минерализации это рассолы с количеством растворенных солей более 35 г/л и до 195 г/л (в породах девона); в верхнем этаже минерализация вод хлоридного типа снижается до 10—15 г/л. Усредненная формула химического состава вод имеет вид: Cl—Na—Ca или Cl—Na—(Ca). Содержание хлора обычно близко к 100 экв.%, кальций присутствует в количествах не более 20—25 экв.%. В верхнем этаже, когда снижается минерализация вод хлоридного типа, заметную роль начинают играть сульфаты, концентрация которых достигает 20 экв. % (например, в водах силурийских отложений).

Таким образом, в гидрохимическом разрезе Молдавского артезианского бассейна выделяются:

а) воды сульфатного типа пресные и солоноватые, занимающие самую верхнюю часть верхнего гидродинамического этажа, развитые не повсеместно, имеющие анионный состав HCO₃—SO₄ или SO₄—HCO₃ и характеризующиеся примерно равным содержанием

всех трех главных катионов; чаще первое место принадлежит натрию;

б) воды карбонатного типа, пресные и солоноватые, занимающие практически весь верхний этаж бассейна (исключая его самую верхушку), представленные двумя разновидностями — $\text{HCO}_3\text{—SO}_4$ и $\text{HCO}_3\text{—Cl}$, Cl—HCO_3 (при явном преобладании первой разновидности), характеризующиеся весьма большой ролью натрия во всех интервалах минерализации;

в) воды хлоридного типа, преимущественно рассольные, занимающие нижний этаж бассейна, имеющие состав Cl—Na—Ca .

Территория Причерноморского артезианского бассейна, находящегося к востоку от Молдавского бассейна второго порядка (и также неоднородная в структурном и гидрогеологическом отношении, как и Молдавский бассейн), изучена недостаточно.

В геологическом строении этой части Причерноморского бассейна участвуют:

1) преимущественно карбонатные породы (известняки, мергели, мел и пр.) верхнемелового возраста, общей мощностью до 675 м; вскрыты на небольших площадях, в осевой части впадины на глубинах свыше 1000 м залегают на породах кристаллического фундамента;

2) преимущественно терригенные накопления палеогена максимальной мощностью до 1000 м; в низах разреза отмечены известняки;

3) карбонатно-терригенные отложения неогена максимальной мощностью около 400 м.

По-видимому, к верхнему гидродинамическому этажу можно отнести породы палеогена и неогена, к нижнему — породы низов палеогена и верхнего мела. Авторы V тома монографии «Гидрогеология СССР» (1971) указывают, что для Причерноморского бассейна характерен нормальный гидрохимический разрез. Выделяются зоны: а) пресных и солоноватых вод с минерализацией до 5—6 г/л; б) солоноватых и соленых с минерализацией 5—35 г/л (до 45 г/л); в) рассолов с минерализацией более 50 г/л.

Весьма небольшой объем гидрогеохимических данных, особенно относящихся к водам палеогеновых и меловых отложений, позволяет лишь наметить в самых общих чертах схему распределения различных химических типов вод в разрезе бассейна.

В верхнем гидродинамическом этаже наиболее развиты воды сульфатного типа, приуроченные главным образом к неогеновым породам: в породах палеогена количество их сокращается, наименее характерны они для верхнемеловых отложений. Минерализация вод изменяется от значений менее 1 г/л до 15 г/л, химический состав описывается следующими усредненными формулами:

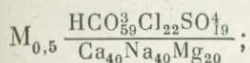
<1 г/л; $\text{HCO}_3\text{—SO}_4$ и $\text{HCO}_3\text{—Cl}$, пестрые по преобладающим катионам;

1—3,5 г/л; $\text{SO}_4\text{—Cl}$ (Cl—SO_4)— Na—Mg (Ca);

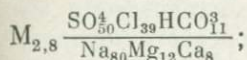
$>3,5$ г/л; $\text{Cl—(SO}_4\text{)—Na—(Mg)}$.

Из приведенных формул следует, что по содержанию хлорид-ионы устойчиво выходят на первое место при минерализации около 3,5 г/л, тогда как натрий становится первым преобладающим катионом уже при минерализации около 1 г/л.

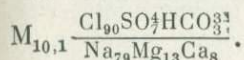
Для примера можно привести:
 воды верхнеэоценовых отложений в с. Орловка:



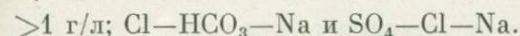
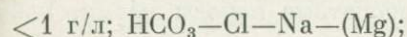
воды нижнеэоценовых отложений в г. Баштанка:



воды палеоэоценовых отложений в с. Игнатово:

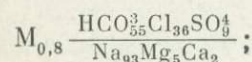


Воды карбонатного типа, также известные только в верхнем гидродинамическом этаже, меньше развиты, чем сульфатные. В отличие от последних количество их нарастает при переходе от эоценовых пород через палеоэоценовые к верхнемеловым. Минерализация вод карбонатного типа достигает 6—7 г/л, химический состав их описывается следующими усредненными формулами:

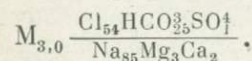


Примером могут служить:

воды палеоэоценовых отложений в с. Малая Белозерка:



воды верхнемеловых отложений в с. Сухой Еланец:



Весь нижний гидродинамический этаж бассейна, по-видимому, занимают воды хлоридного типа, вскрытые в настоящее время только в отдельных пунктах на глубинах, превышающих 1500 м, преимущественно в отложениях мела. Минерализация хлоридных вод колеблется от 19,5 до 72,9 г/л. Усредненная формула их химического состава имеет вид: Cl—Na—(Ca) (Mg). Содержание Cl⁻ приближается к 100 экв. %, кальция обычно присутствует не более 10—12 экв. %.

Таким образом, в рассмотренной части Причерноморского артезианского бассейна вертикальный гидрохимический разрез характеризуется наличием:

а) вод сульфатного типа, пресных и солоноватых, состав которых изменяется (вслед за величиной минерализации) по схеме $\text{HCO}_3 \rightarrow \text{SO}_4 \rightarrow \text{Cl}$ и $\text{Ca} \rightarrow \text{Na}$; воды тяготеют преимущественно к верхней части верхнего гидродинамического этажа;

б) вод карбонатного типа, пресных и солоноватых, относящихся главным образом к разновидности $\text{HCO}_3\text{—Cl}$, Cl—HCO_3 , натриевых по преобладающим катионам, тяготеющих к нижней части верхнего гидродинамического этажа;

в) вод хлоридного типа, соленых и слабых рассолов, имеющих формулу Cl—Na—(Ca) (Mg) , содержащих низкие количества кальция, приуроченных к нижнему гидродинамическому этажу.

Обширный Днепровско-Донецкий бассейн первого порядка связан с глубоким Днепровско-Донецким прогибом. В осевой части прогиба, на его юго-восточной окраине, мощность осадочной толщи достигает 10—11 км. Фундаментом, по-видимому, служат дорифейские кристаллические породы. Осевая часть прогиба осложнена солянокупольными структурами (девон, пермь). На дорифейском фундаменте залегают следующие породы.

1. Галогенно-карбонатно-терригенные отложения девона, максимальной мощностью до 2000 м, характеризующиеся преобладанием в разрезе каменной соли.

2. Преимущественно терригенные накопления карбона, пропитанные нефтью или содержащие пропластки и слои угля; максимальная мощность до 2500 м.

3. Галогенно-терригенно-карбонатные породы перми, мощностью до 1000 м.

4. Преимущественно терригенные толщи триаса, юры и мела, достигающие мощности 1500 м; для верхнего мела характерны песч. мел и мергели.

5. Терригенные породы кайнозоя (главным образом палеоген), мощностью до 500 м.

Нижнюю границу верхнего гидродинамического этажа, куда, по данным авторов V тома «Гидрогеологии СССР» (1971), входят зоны интенсивного, значительного и затрудненного водообмена, можно провести в центральной части бассейна по кровле соленосных пермских отложений. Примерная мощность пород, охватываемых этим этажом, около 1000 м. Нижележащая огромная толща пород перми, карбона и девона принадлежит нижнему гидродинамическому этажу.

Основную часть верхнего гидродинамического этажа занимают воды карбонатного типа. Они пресные и солоноватые, с минерализацией, достигающей 6,4 г/л, чаще до 3 г/л. Усредненные формулы химического состава этих вод свидетельствуют о том, что они представлены преимущественно разновидностью $\text{HCO}_3\text{—Cl}$ (Cl—HCO_3). По мере роста минерализации состав меняется:

< 1 г/л; $\text{HCO}_3\text{—(Cl)—Na—Ca}$;

> 1 г/л; $\text{Cl—HCO}_3\text{—Na}$.

Разновидность карбонатных вод, характеризующихся формулой $\text{HCO}_3\text{—}(\text{SO}_4)\text{—Na}(\text{Ca})\text{—Ca}(\text{Na})$, известна только в отложениях неогена и палеогена; в последних ей принадлежит подчиненная роль.

В качестве примера приведем следующие данные: воды палеогеновых отложений в с. Мехедовка:

$$M_{0,6} \frac{\text{HCO}_{84}^3 \text{Cl}_{10} \text{SO}_6^4}{\text{Na}_{92} \text{Ca}_5 \text{Mg}_3};$$

воды верхнемеловых отложений в с. Чернолозки:

$$M_{0,7} \frac{\text{HCO}_{45}^3 \text{Cl}_{33} \text{SO}_{22}^4}{\text{Na}_{68} \text{Ca}_{22} \text{Mg}_{10}};$$

воды юрских отложений в с. Олишевка:

$$M_{6,4} \frac{\text{Cl}_{83} \text{HCO}_{15}^3 \text{SO}_4^4}{\text{Na}_{97} \text{Ca}_2 \text{Mg}_1};$$

воды неогеновых отложений в с. Новопетровки:

$$M_{0,8} \frac{\text{HCO}_{60}^3 \text{SO}_{32}^4 \text{Cl}_8}{\text{Na}_{55} \text{Ca}_{26} \text{Mg}_{19}}.$$

Воды сульфатного типа развиты также в верхнем этаже, причем главным образом в краевых частях бассейна, где отчетливо видна тенденция уменьшения их роли вниз по разрезу при переходе от неогеновых пород к юрским. По величине минерализации они пресные и солоноватые (до 3,4 г/л). По химическому составу при росте минерализации эти воды изменяются по следующей схеме:

< 1 г/л; $\text{HCO}_3\text{—SO}_4\text{—Ca—Mg (Na)}$;

> 1 г/л; $\text{SO}_4(\text{Cl})\text{—HCO}_3(\text{SO}_4)\text{—Na—Ca}$.

Натрий в водах становится первым преобладающим катионом при минерализации около 1 г/л, в ряде случаев среди анионов при такой минерализации на первое место выходит хлорид-ион.

Примером могут служить:

воды палеогеновых отложений в с. Хлопяница:

$$M_{0,2} \frac{\text{HCO}_{81}^3 \text{SO}_{16}^4 \text{Cl}_3}{\text{Ca}_{75} \text{Mg}_{23} \text{Na}_2};$$

воды неогеновых отложений в с. Преображенка:

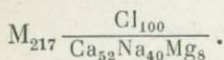
$$M_{3,4} \frac{\text{SO}_{69}^4 \text{HCO}_{24}^3 \text{Cl}_7}{\text{Na}_{51} \text{Ca}_{27} \text{Mg}_{20}};$$

воды каменноугольных отложений в с. Васильевка:

$$M_{2,3} \frac{\text{SO}_{52}^4 \text{Cl}_{32} \text{HCO}_{16}^3}{\text{Na}_{48} \text{Ca}_{26} \text{Mg}_{26}}.$$

К нижнему гидродинамическому этажу Днепровско-Донецкого бассейна приурочены рассолы хлоридного типа, с минерали-

зацией, достигающей 310 г/л. По химическому составу они Cl—Na—(Ca) и Cl—Na—Ca; содержание хлора в них приближается к 100 экв. %, количество кальция колеблется от 2 до 30 экв. %. Только на одном участке бассейна (Зачециловская структура) с глубины около 2500 м из девонских отложений получены существенно хлоридно-кальциевые рассолы, характеризующиеся формулой:



Таким образом, в вертикальном гидрохимическом разрезе Донецко-Днепровского артезианского бассейна выделяются:

а) воды сульфатного типа, пресные и солоноватые, занимающие преимущественно верхнюю часть верхнего гидродинамического этажа по окраинам бассейна, имеющие HCO_3-SO_4 и $SO_4(Cl)-HCO_3(SO_4)$ анионный состав (в зависимости от величины минерализации); преобладающие катионы сменяются по схеме $Ca \rightarrow Na$;

б) воды карбонатного типа, пресные и солоноватые, занимающие практически весь верхний этаж, представленные двумя разновидностями — $HCO_3-(Cl)$, $Cl-HCO_3$ и $HCO_3-(SO_4)$ (при явном преобладании первой разновидности), отличающиеся значительной ролью натрия во всех интервалах минерализации;

в) воды хлоридного типа, рассолы и крепкие рассолы, занимающие нижний гидродинамический этаж бассейна, имеющие состав Cl—Na—Ca, в отдельных случаях — Cl—Ca—Na.

Балтийско-Польский артезианский бассейн первого порядка приурочен к Балтийской и Польско-Литовской синеклизам. Кристаллический фундамент погружен на глубину 3—5 км. Строение бассейна сложное. В его пределах выделяют шесть бассейнов второго порядка: Эстонско-Лифляндский, Латвийский, Польско-Литовский, Брестский, Львовский, Воыно-Подольский; ниже для примера рассматривается последний.

Воыно-Подольский артезианский бассейн находится в южной части Балтийско-Польской структуры первого порядка. Он занимает западный склон Украинского кристаллического массива и Галицко-Воынскую впадину. На кристаллическом дорифейском фундаменте залегают следующие породы.

1. Толща терригенных отложений верхнего протерозоя, венда и кембрия, суммарной мощностью свыше 1000 м; для верхнего протерозоя характерны эффузивно-пирокластические накопления.

2. Толща терригенно-карбонатных пород силура, ордовика, верхнего палеозоя и юры, максимальной мощностью не более 4000 м; по всему разрезу (исключая каменноугольные отложения) установлены гипсы, местами ангидриты.

3. Мергельно-меловые накопления верхнего мела мощностью до 850 м.

4. Карбонатно-терригенные породы неогена, на отдельных участках содержащие гипсы и ангидриты, максимальной мощностью свыше 600 м.

В северо-восточной части бассейна верхний гидродинамический этаж охватывает все породы, вплоть до кристаллического фундамента. На юго-востоке (в пределах Галицко-Волынской впадины) мощность верхнего этажа превышает 1000 м, и он включает, кроме толщ мезозоя, еще и каменноугольные, частично девонские отложения (Гидрогеология СССР, т. V, 1971). К нижнему гидродинамическому этажу, мощность которого более 3000 м, относятся породы среднего и нижнего палеозоя и, по-видимому, верхнего протерозоя (в наиболее погруженных районах Волыно-Подольского бассейна пока еще не вскрыты).

Практически весь верхний гидродинамический этаж занимают воды сульфатного типа, связанные с терригенно-карбонатными загипсованными породами разного возраста. Минерализация их не превышает 7—10 г/л, чаще составляет до 3 г/л. По мере роста минерализации воды сульфатного типа происходит закономерная смена преобладающих компонентов:

$$< 1 \text{ г/л; } \text{HCO}_3\text{—SO}_4\text{—Ca—Mg;}$$

$$1\text{—}3 \text{ г/л; } \text{SO}_4\text{—HCO}_3\text{—Ca—Na;}$$

$$> 3 \text{ г/л; } \text{SO}_4\text{—(Cl)—Na—(Ca).}$$

Обращает внимание то, что во всем диапазоне изменения величины минерализации хлорид-ион не становится первым преобладающим анионом, а среди катионов натрия сменяет кальций только при минерализации около 3 г/л.

В качестве примера можно привести следующие данные: воды верхнемеловых отложений в с. Окопск:

$$M_{0.1} \frac{\text{HCO}_{79}^3 \text{SO}_{21}^4}{\text{Ca}_{74} \text{Mg}_{15} \text{Na}_{11}};$$

воды девонских отложений в с. Брыкуля Стара:

$$M_{0.8} \frac{\text{HCO}_{86}^3 \text{SO}_{32}^4 \text{Cl}_2}{\text{Ca}_{55} \text{Mg}_{37} \text{Na}_8};$$

воды неогеновых отложений в с. Лесневичи:

$$M_{2.4} \frac{\text{SO}_{82}^4 \text{HCO}_{18}^3}{\text{Ca}_{87} \text{Na}_9 \text{Mg}_4};$$

воды верхнемеловых отложений в г. Кицмань:

$$M_{5.8} \frac{\text{SO}_{74}^4 \text{Cl}_{16} \text{HCO}_{10}^3}{\text{Na}_{89} \text{Ca}_9 \text{Mg}_2}.$$

На юго-западе Волыно-Подольского артезианского бассейна к водам сульфатного типа относятся сероводородные минеральные воды неогеновых отложений (тортона), содержащие H_2S до 170 мг/л и имеющие минерализацию до 3 г/л.

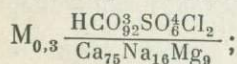
Воды карбонатного типа в рассматриваемом бассейне играют подчиненную роль. Довольно отчетливо видна их приуроченность к определенным породам — именно к терригенным (незагипсованным) отложениям верхнего протерозоя и к мергельно-меловым (также незагипсованным) накоплениям верхнего мела. По величине минерализации воды преимущественно пресные, в отдельных случаях количество растворенных солей достигает 5—10 г/л. По составу преобладающих компонентов они разделяются:

<1 г/л; $\text{HCO}_3-(\text{SO}_4) (\text{Cl})-\text{Ca}(\text{Na})-\text{Mg}$;

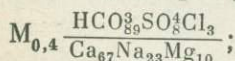
>1 г/л; $\text{Cl}-\text{HCO}_3-\text{Na}-(\text{Ca})$.

Приведенные формулы показывают, что для пресных вод карбонатного типа характерны две разновидности — HCO_3-SO_4 (преобладает) и HCO_3-Cl , тогда как солоноватые воды принадлежат только к разновидности $\text{Cl}-\text{HCO}_3$.

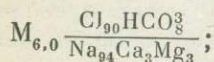
Примером вод карбонатного типа могут служить: воды верхнемеловых отложений в с. Каменка:



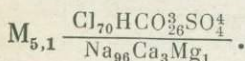
воды верхнепротерозойских пород в пгт. Колки:



воды каменноугольных отложений в Забугском районе:



воды верхнемеловых отложений в с. Барбовцы;



Нижний гидродинамический этаж Вольно-Подольского артезианского бассейна занят водами хлоридного типа. Они изучены слабо и неравномерно, лишь по отдельным площадям, разбуренным в связи с поисково-разведочными работами. Хлоридные воды относятся к рассолам и крепким рассолам с величиной минерализации, достигающей 190 г/л (в осадочном чехле) и 250 г/л (в породах фундамента). Рассолы характеризуются составом $\text{Cl}-\text{Na}-\text{Ca}$, причем содержание Cl^- приближается к 100 экв. %, а кальция — составляет 20—30 экв.%. Лишь в одном пункте (район с. Горохова), где кристаллический фундамент залегает на глубине свыше 1000 м, в нем вскрыты существенно хлоридно-кальциевые крепкие рассолы.

Таким образом, на территории Вольно-Подольского артезианского бассейна в вертикальном разрезе выделяются:

а) воды сульфатного типа, занимающие большую часть верхнего гидродинамического этажа, пресные и солоноватые, закономерные

изменяющиеся по составу с ростом минерализации воды по схеме: $\text{HCO}_3 \rightarrow \text{SO}_4 \rightarrow \text{Cl}$ и $\text{Ca} \rightarrow \text{Na}$; воды карбонатного типа, имеющие в верхнем этаже подчиненное развитие, связанные с незагипсованными отложениями, пресные и солоноватые, представленные двумя разновидностями, обогащенными или сульфатами, или хлором при явном преобладании разновидности $\text{HCO}_3\text{—SO}_4$;

б) воды хлоридного типа, рассольные, характеризующиеся формулой Cl—Na—Ca , в отдельных случаях — Cl—Ca—Na , приуроченные к нижнему гидродинамическому этажу бассейна.

Прикаспийский артезианский бассейн первого порядка находится в пределах одноименной впадины (синеклизы) юго-востока Русской платформы. Для этой впадины типична чрезвычайно большая мощность осадочного чехла, достигающая (по геофизическим данным) в центральных районах впадины 16—17 км. Наиболее крупный бассейн второго порядка — Северо-Каспийский бассейн.

Северо-Каспийский артезианский бассейн занимает основную территорию Прикаспийской впадины. Наиболее древние отложения, которые вскрыты буровыми скважинами на севере бассейна, — это породы каменноугольного возраста; глубже предполагаются образования среднего и нижнего палеозоя, залегающие на кристаллическом фундаменте. В изученной части разреза установлены следующие породы.

1. Терригенно-карбонатная толща карбона мощностью до 2300 м.

2. Хемогенно-терригенно-карбонатная толща нижней перми; в ее составе широко распространены каменная соль и гипсы, максимальная мощность достигает около 5000 м.

3. Терригенно-карбонатная толща верхней перми, триаса, юры и мела, суммарной мощностью также около 5000 м.

4. Преимущественно терригенные накопления палеогена, неогена и четвертичные (последние принадлежат к осадкам морского генезиса), мощностью до 1000 м.

Присутствие в разрезе осадочного чехла Прикаспийского бассейна каменной соли обуславливает образование многочисленных локальных структур (куполов), созданных соляной тектоникой, что в значительной мере усложняет структуру бассейна.

Предположительно (Гидрогеология СССР, т. XLIII, 1972) мощность пород, охватываемых верхним гидродинамическим этажом, оценивается в 600—700 м, местами она уменьшается до 100 м. В пределы этажа входят породы мезозоя, кайнозоя и верхней перми. Нижняя граница этажа, по-видимому, совпадает с кровлей хемогенных нижнепермских отложений, хотя в ряде случаев поднимается значительно выше. К нижнему гидродинамическому этажу относятся образования нижней перми и все более древние толщи; в наиболее глубокой части бассейна к этому этажу принадлежат еще и породы верхней перми и мезозоя.

Верхний гидродинамический этаж практически нацело занят водами сульфатного типа, исключая самую его верхнюю часть (воды четвертичных отложений), на рассмотрении которой мы далее остановимся особо. Воды сульфатного типа имеют минерализацию до 15—20 г/л, часто — до 10 г/л. Составы их вслед за величиной минерализации изменяются следующим образом:

- < 1 г/л; $\text{HCO}_3\text{—SO}_4(\text{Cl})\text{—Ca}(\text{Mg})\text{—Mg}(\text{Ca})$;
 $1\text{—}3$ г/л; $\text{SO}_4(\text{Cl})\text{—HCO}_3(\text{Cl})\text{—Na}(\text{Ca})\text{—}(\text{Mg})$;
 > 3 г/л; $\text{Cl—}(\text{SO}_4)\text{—Na—}(\text{Mg})$.

Приведенные формулы показывают, что хлорид-ион и натрий устойчиво становятся первыми главными компонентами при минерализации около 3 г/л, хотя в ряде случаев они выходят на первое место уже при минерализации около 1 г/л.

Примером могут служить следующие данные: воды отложений верхней перми в районе с. Северного:

$$M_{0,5} \frac{\text{HCO}_3^{\frac{3}{2}}\text{SO}_4^{\frac{1}{2}}}{\text{Ca}_{83}\text{Mg}_{10}};$$

воды отложений верхней перми в районе с. Асекеево:

$$M_{1,3} \frac{\text{SO}_4^{\frac{1}{6}}\text{Cl}_{28}\text{HCO}_3^{\frac{1}{6}}}{\text{Ca}_{44}\text{Na}_{44}\text{Mg}_{12}};$$

воды отложений верхней перми в районе с. Погромное:

$$M_{2,0} \frac{\text{Cl}_{44}\text{SO}_4^{\frac{1}{37}}\text{HCO}_3^{\frac{1}{19}}}{\text{Na}_{79}\text{Mg}_{14}};$$

воды юрских отложений в районе с. Беляевка:

$$M_{9,1} \frac{\text{Cl}_{82}\text{SO}_4^{\frac{1}{7}}}{\text{Na}_{86}};$$

воды неогеновых отложений в районе с. Черный Отрог:

$$M_{18,3} \frac{\text{Cl}_{98}}{\text{Na}_{84}}.$$

Большой интерес представляют воды четвертичных отложений Северо-Прикаспийского артезианского бассейна, приуроченные к песчано-глинистым морским отложениям. Среди них известны сульфатный, карбонатный и хлоридный типы (Самарина, 1963). Наиболее распространены воды сульфатного типа обоих его подтипов ($\text{SO}_4\text{—Na}$ и Cl—Mg). На миграционной кривой (рис. 3, А) видно, что величина минерализации этих вод достигает 100 г/л и более, а по химическому составу среди них выделяются две группы вод:

- < 1 г/л; $\text{HCO}_3\text{—Cl—SO}_4\text{—Ca—Mg}$;
 > 1 г/л; $\text{Cl—SO}_4\text{—Na—Mg}$.

Грунтовые воды карбонатного типа тяготеют главным образом к территории развития бугристо-грядовых песков Северного Прикаспия, а также распространены в пресных линзах, приуроченных к отрицательным элементам рельефа (падинам, некоторым лиманам и т. д.). Минерализация вод карбонатного типа не превышает 5—6 г/л. По химическому составу они принадлежат главным образом к разновидности $\text{HCO}_3\text{—Cl}(\text{Cl—HCO}_3)$ и характеризуются следующими формулами (см. рис. 3, B):

< 2 г/л; $\text{HCO}_3\text{—Cl—Na}$;

> 2 г/л; $\text{Cl—HCO}_3(\text{SO}_4)\text{—Na}$.

Хлоридно-кальциевые грунтовые воды известны преимущественно в западных районах Северо-Прикаспийского бассейна, где широко распространены соляно-купольные структуры. Минерализация вод достигает 100 г/л и более, а химический состав описывается формулами (см. рис. 3, B):

< 6 г/л; $\text{Cl—}(\text{SO}_4)\text{—Na—Ca}$;

> 6 г/л; $\text{Cl—}(\text{SO}_4)\text{—Mg—}(\text{Ca})$.

Обращает внимание сравнительно низкое содержание кальция, составляющее в соленых и рассольных водах хлоридного типа менее 10 экв. %, тогда как магний играет довольно важную роль — его концентрация обычно превышает 20 экв. %.

Весь нижний гидродинамический этаж Северо-Прикаспийского бассейна занят водами хлоридного типа. Среди них различают подзоны B_{70} , B_{140} , B_{270} , B_{350} и $B_{>350}$ (Тарасов, 1976). Наибольшее значение имеет подзона B_{270} , мощность ее оценивается в 3000—4000 м, связана она в центральных районах бассейна с породами мела, юры, триаса и верхней перми. Состав вод — $\text{Cl—Na—}(\text{Ca})$, содержание хлорид-ионов приближается к 100 экв. %, а кальция — не более 10—12 экв. %. Подзоны B_{350} и $B_{>350}$ известны только в соленосных отложениях нижней перми. Весьма крепкие рассолы первой подзоны приурочены к слоям проницаемых пород соленосной толщи, состав их — Cl—Ca—Na или Cl—Na—Ca ; сверхкрепкие рассолы залегают в виде линз среди самих солей, имеют состав Cl—Mg—Na или Cl—Mg—Ca и содержат до 70—80 экв. % магния.

Таким образом, в вертикальном гидрохимическом разрезе Северо-Прикаспийского артезианского бассейна выделяются:

а) воды сульфатного, карбонатного и хлоридного типов, пресные, соленые и слабые рассолы, занимающие самую верхнюю часть верхнего гидродинамического этажа, приуроченные к морским терригенным четвертичным накоплениям и формирующиеся под воздействием процессов вторичного соленакопления, влиянием солянокупольных структур и литологического состава пород. Карбонатные воды принадлежат преимущественно к разновидности $\text{HCO}_3\text{—Cl}(\text{Cl—HCO}_3)$, а для вод сульфатного типа характерно

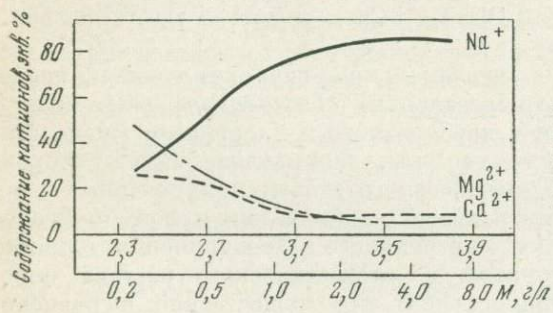
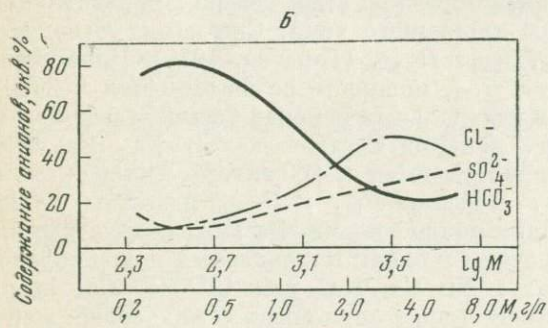
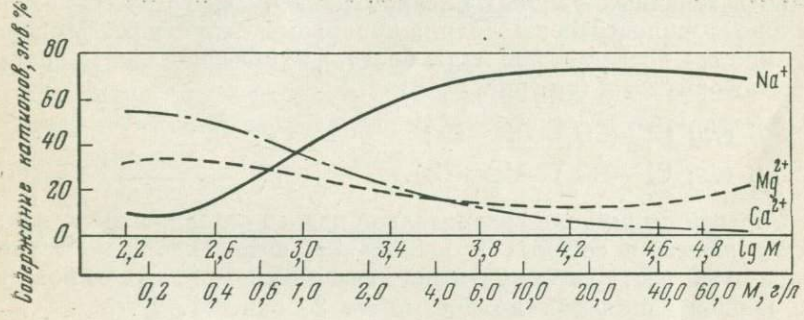
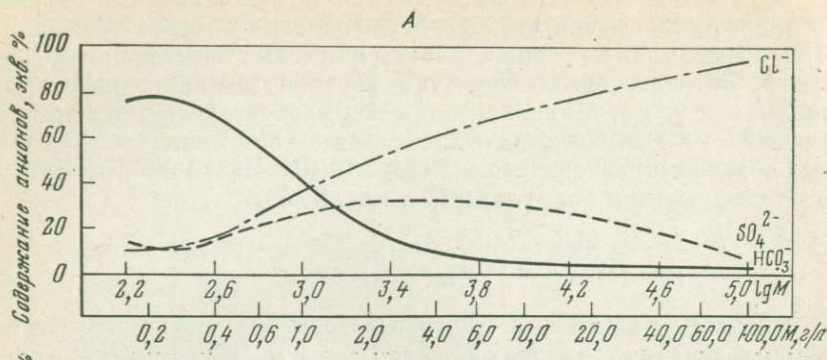


Рис. 3. Миграционные кривые макрокомпонентов грунтовых вод Прикаспийского артезианского бассейна:
 А — сульфатного типа;
 Б — карбонатного типа;
 В — хлоридного типа

сравнительно низкое содержание сульфатов и, наоборот, высокое — хлоридов; хлорид-ион становится первым преобладающим анионом уже при минерализации около 1 г/л;

б) воды сульфатного типа, занимающие практически весь верхний этаж бассейна, пресные, солоноватые и соленые, состав которых вслед за ростом минерализации воды изменяется по схеме $\text{HCO}_3 \rightarrow \text{SO}_4 \rightarrow \text{Cl}$ и $\text{Ca}(\text{Mg}) \rightarrow \text{Na}$;

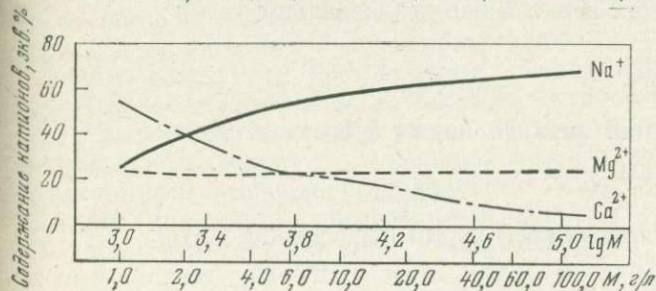
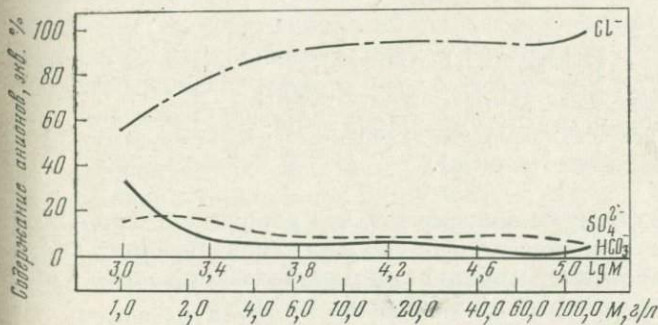
в) воды хлоридного типа, размещающиеся в нижнем гидродинамическом этаже, рассольные вплоть до сверхкрепких рассолов, по составу $\text{Cl}-\text{Na}-(\text{Ca})$, $\text{Cl}-\text{Ca}-\text{Na}$ и $\text{Cl}-\text{Mg}-\text{Na}(\text{Ca})$.

Восточно-Русский артезианский бассейн первого порядка располагается на востоке Русской платформы и граничит со складчатыми сооружениями Урала. Дорифейский фундамент бассейна залегает на различной глубине, составляющей 1—2 км на сводовых поднятиях, до 4—5 км во впадинах и до 10 км в Предуральском прогибе. В пределах бассейна выделяются три артезианских бассейна второго порядка: Сурско-Хоперский, Предуральский и Волго-Камский. Самую обширную территорию занимает последний.

Волго-Камский артезианский бассейн приурочен к Волго-Уральской антеклизе. На кристаллическом фундаменте залегают следующие породы.

1. Толща терригенных верхнепротерозойско-кембрийских образований мощностью до 4000—6000 м.

В



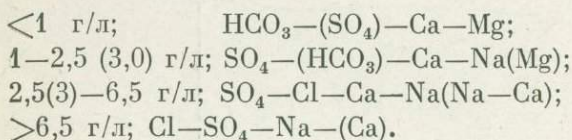
2. Толща карбонатно-терригенных пород девона и карбона максимальной мощностью до 2500 м; в девоне отмечены гипсы и ангидриты.

3. Толща хемогенно-карбонатно-терригенных накоплений (каменная соль, местами — калийная, гипсы, ангидриты) кунгурского, уфимского и казанского ярусов перми, максимальной мощностью свыше 1500 м.

4. Толща преимущественно терригенных отложений татарского яруса верхней перми, триаса, юры и неогена. Наибольшую мощность имеют породы P_2 — около 900 м, триасовые, юрские и неогеновые образования, суммарной мощностью до 500 м развиты ограниченно.

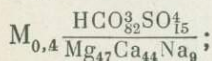
Можно полагать (Гидрогеология СССР, т. XV, 1972), что нижняя граница верхнего гидродинамического этажа на большей части территории Волго-Камского артезианского бассейна совпадает с кровлей хемогенных пород кунгурского яруса нижней перми. В таком случае мощность пород, охватываемых этим этажом, достигает 1000 м и более. Огромную мощность имеет нижний гидродинамический этаж, включающий отложения нижней перми и все более древние толщи.

Основная часть верхнего гидродинамического этажа занята водами сульфатного типа (сульфатно-натриевого подтипа). Минерализация их в подавляющем большинстве случаев не более 10 г/л, редко поднимается до 20 г/л и выше; часто встречающиеся значения не превышают 3 г/л. Химический состав вод сульфатного типа закономерно изменяется вслед за ростом количества растворенных солей по схеме:

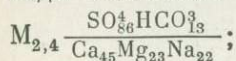


Приведенные формулы показывают, что хлорид-ион становится первым главным анионом только после минерализации около 6,5 г/л, а натрий сменяет кальций при минерализации около 3 г/л.

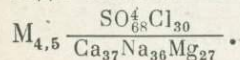
Примером вод сульфатного типа могут служить:
 воды отложений верхней перми (казанский ярус):



воды отложений верхней перми (уфимский ярус):



воды отложений нижней перми (кунгурский ярус):



В отдельных районах в водах сульфатного типа присутствует H_2S , содержание которого достигает 190—200 мг/л.

Карбонатному типу вод в Волго-Уральском бассейне принадлежит, по-видимому, небольшая роль. Это главным образом воды с минерализацией до 1 г/л, приуроченные на отдельных участках бассейна к самой верхней части верхнего гидродинамического этажа (находящиеся в зоне интенсивного водообмена, выше вреза гидрогеографической сети). Усредненная формула химического состава этих вод — $HCO_3-(SO_4)-Na(Ca)-Mg(Na)$, т. е. они практически нацело относятся к разновидности, обогащенной сульфат-ионами; по анионному составу они аналогичны водам сульфатного типа (в таком же интервале минерализации) и отличаются от последних лишь повышенной ролью натрия.

В качестве примера приведем следующие данные: воды верхнепермских отложений (казанский ярус):

$$M_{0,7} \frac{HCO_{80}^3 SO_{15}^4}{Na_{61} Mg_{27} Ca_{12}};$$

воды верхнепермских отложений (уфимский ярус):

$$M_{0,6} \frac{HCO_{88}^3 SO_9^4}{Na_{49} Mg_{38} Ca_{13}};$$

воды нижнепермских отложений:

$$M_{0,3} \frac{HCO_{21}^3 SO_{17}^4}{Ca_{71} Na_{22} Mg_7}.$$

Нижний гидродинамический этаж в рассматриваемом бассейне занимают воды хлоридного типа, относящиеся по величине минерализации к подзонам B_{70} , B_{140} , B_{270} и $B_{>270}$ (Сырица, 1976). Рассолы развиты в породах перми и более древних образованиях. По химическому составу они главным образом имеют тип $Cl-Na-Ca$. Среди крепких рассолов (B_{270}) известны воды $Cl-Ca-Na$ с содержанием кальция до 50—60 экв. %, а среди весьма крепких рассолов ($B_{>270}$) — воды $Cl-Mg-Na$; концентрация магния в последних достигает 70—80 экв. %. Рассолы, в которых в числе главных катионов преобладает магний, приурочены к линзовидным резервуарам в соленосных толщах верхней и нижней перми; рассолы с преобладанием в их составе кальция широко развиты в терригенных отложениях девона.

Таким образом, в вертикальном гидрохимическом разрезе Волго-Камского артезианского бассейна установлены:

а) воды карбонатного типа, распространенные локально в самой верхней части верхнего гидродинамического этажа бассейна, пресные, принадлежащие разновидности HCO_3-SO_4 , характеризующиеся повышенным содержанием натрия;

б) воды сульфатного типа, занимающие весь верхний этаж, пресные, солоноватые и соленые, закономерно изменяющиеся

вслед за величиной минерализации по схеме $\text{HCO}_3 \rightarrow \text{SO}_4 \rightarrow \text{Cl}$ и $\text{Ca} \rightarrow \text{Na}$;

в) рассолы и весьма крепкие рассолы хлоридного типа, приуроченные к нижнему гидродинамическому этажу, по составу главным образом $\text{Cl}-\text{Na}-\text{Ca}$, в ряде случаев $\text{Cl}-\text{Ca}-\text{Na}$ и $\text{Cl}-\text{Mg}-\text{Na}$.

Туранская платформа

Туранская платформа располагается в пределах равнинной части Средней Азии и Южного Казахстана. В геологическом разрезе платформы выделяются два этажа: нижний — палеозойский складчатый фундамент, сложенный сильнодислоцированными и метаморфизованными осадочными и магматическими породами, верхний — включающий осадочные отложения мезозоя и кайнозоя. Фундамент опущен на глубину от сотен до 5000 м, в Предкопетдагском прогибе до 10 000 м.

В соответствии со схемой гидрогеологического районирования (Гидрогеология СССР, сводный том, вып. 1, 1976) на территории Туранской платформы выделяются бассейны трещинных и трещинно-пластовых вод (Центрально-Кызылкумский, Мангышлакский и Туаркырский) и артезианские бассейны первого и более высоких порядков (Амударьинский, Сырдарьинский, Устюртский и др.).

Характерная особенность осадочного чехла Туранской платформы заключается в наличии мощной соляно-гипсовой толщи юрского возраста; пропластки галита, гипсов, тенардита и др. известны также среди неогеновых и четвертичных отложений.

Юго-западную территорию Туранской платформы занимает обширный **Амударьинский артезианский бассейн первого порядка**. На складчатом палеозойском фундаменте бассейна залегают следующие породы:

1. Толща хомогенно-карбонатно-терригенных пород юрского возраста, суммарной мощностью свыше 3000 м. Каменная соль и гипсы приурочены к самой верхней части толщи и имеют мощность порядка нескольких сотен метров.

2. Терригенно-карбонатные породы нижнего и верхнего мела, максимальной мощностью около 1000 м.

3. Континентальные и морские, главным образом терригенные накопления палеогена, неогена и четвертичные, местами интенсивно засоленные и загипсованные. Мощность изменяется в широком пределе, достигая 1000 м и более.

Нижнюю границу верхнего гидродинамического этажа в Амударьинском бассейне, по-видимому, можно считать совпадающей с кровлей глинистых образований палеогена, развитых почти повсеместно и достигающих мощности 400 м и более. Верхний этаж, таким образом, охватывает преимущественно породы неогенового и четвертичного возраста, и в наиболее погруженной части

бассейна мощность его составляет свыше 1000 м. К нижнему гидродинамическому этажу принадлежат толщи меловых и юрских пород.

Гидрохимические данные (наиболее детальные по Центрально-Каракумскому артезианскому бассейну второго порядка, входящему в состав Амударьинского бассейна) свидетельствуют о том (Гидрогеология СССР, т. XXXVIII, 1972), что верхний гидродинамический этаж почти целиком занимают воды сульфатного типа, представленные обоими его подтипами — $\text{SO}_4\text{—Na}$ и Cl—Mg . По величине минерализации это солоноватые, соленые и даже рассольные воды (пресные имеют резко подчиненное значение) с количеством растворенных солей, достигающим 60—70 г/л. Вслед за ростом величин минерализации состав вод изменяется по следующей схеме:

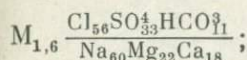
<1 г/л; $\text{HCO}_3\text{—SO}_4\text{—Mg—Na}$;

$1\text{—}3$ (10) г/л; $\text{SO}_4\text{—Cl(Cl—SO}_4\text{)—Na—Mg(Mg—Na)}$;

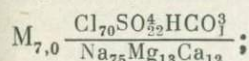
>3 (10) г/л; $\text{Cl—SO}_4\text{—Na—Mg(Ca)}$.

Приведенные формулы свидетельствуют о том, что натрий становится первым преобладающим катионом уже при минерализации около 1 г/л; хлорид-ион сменяет сульфат-ион, выходя на первое место при минерализации около 3 г/л, иногда — около 1 г/л.

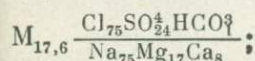
Примером могут служить следующие данные: воды неогеновых отложений:



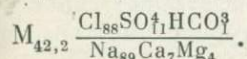
воды неогеновых отложений:



воды палеогеновых отложений:



воды верхнемеловых отложений:



Воды карбонатного типа для Амударьинского бассейна не характерны. Можно предполагать, что они формируются лишь в отдельных линзах, содержащих пресные воды и приуроченных к участкам развития такыров, к неогеновым пескам и пр.

С нижним гидродинамическим этажом связаны рассолы хлоридного типа. Среди них известны подзоны B_{70} , B_{270} , B_{360} и $B_{>360}$; минерализация последних (т. е. сверхкрепких рассолов) достигает 548 г/л. Установлена приуроченность весьма крепких и сверх-

крепких рассолов к соленосной толще юры. По химическому составу эти рассолы Cl—Ca—Mg, содержание кальция в них достигает 60 экв. %, магния — превышает 30 экв. %, натрия — обычно не более 5—7 экв. %. С толщами нижнего и верхнего мела связаны рассолы с минерализацией до 270 г/л, имеющие Cl—Na—Ca или даже Cl—Na—(Ca) состав (Хасанов, 1975).

Таким образом, гидрохимический разрез Амударьинского артезианского бассейна характеризуется наличием:

а) вод сульфатного типа, занимающих практически весь верхний гидродинамический этаж, главным образом солоноватых, соленых и рассольных, изменяющихся по составу преобладающих анионов в соответствии со схемой $\text{HCO}_3 \rightarrow \text{SO}_4 \rightarrow \text{Cl}$ (вслед за ростом минерализации воды), характеризующихся во всех интервалах минерализации большой ролью натрия и магния;

б) вод хлоридного типа, развитых в нижнем гидродинамическом этаже, рассольных вплоть до сверхкрепких рассолов, принадлежащих к Cl—Na—Ca в верхней части разреза (мел) и к Cl—Ca—Mg — в нижней (юра).

Западно-Сибирская платформа

Западно-Сибирская платформа имеет двухъярусное строение: нижний ярус — складчатый фундамент, сложен дислоцированными породами палеозойского возраста, верхний ярус — осадочными накоплениями мезозоя и кайнозоя.

В соответствии с имеющимися данными (Гидрогеология СССР, сводный том, вып. 1, 1976) на территории платформы гидрогеологические структуры первого и более высоких порядков не выделяются, так как изучение распределения напоров подземных вод показывает, что вся платформа может рассматриваться как единая водонапорная система. Характерная особенность осадочного чехла Западно-Сибирской платформы заключается в отсутствии в ее пределах хемогенных и карбонатных отложений.

На складчатом палеозойском фундаменте Западно-Сибирской платформы залегают следующие породы.

1. Толща морских, частью континентальных терригенных образований юры и мела, максимальной мощностью до 4000 м.

2. Толща морских накоплений, преимущественно глинистого состава, относящихся к нижнеолигоцен-туронскому возрасту, суммарной мощностью 1000 м.

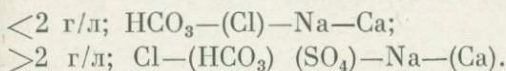
3. Континентальные песчано-глинистые отложения олигоцен-четвертичного возраста, максимальной мощностью до 3000 м.

Нижнюю границу верхнего гидродинамического этажа в Западно-Сибирском бассейне можно провести примерно по кровле пород нижнеолигоцен-туронского возраста (Гидрогеология СССР, т. XVI, 1970), развитыми на большей части территории бассейна и служащие региональным водоупором. Нижний этаж охватывает породы юры и мела.

Западно-Сибирский артезианский бассейн характеризуется сложным гидрохимическим разрезом (Лагунова, Яковлев, 1977). В центральной и юго-восточной частях бассейна разрез принадлежит к нормальным — минерализация возрастает с глубиной и достигает близ фундамента 82 г/л. На западе бассейна минерализация, не превышающая 20 г/л, мало изменяется по разрезу, но все же проявляется тенденция уменьшения ее с глубиной. Самая пестрая картина установлена в северной части бассейна, где наряду с рассолами, содержащими до 53 г/л растворенных солей, на больших глубинах вскрыты воды с низкой минерализацией (3—10 г/л), которые чередуются с рассолами. Таким образом, для Западно-Сибирского артезианского бассейна типичны как нормальные, так и аномальные (инверсионные) гидрохимические разрезы.

В верхнем гидродинамическом этаже приблизительно в равной мере распространены воды карбонатного и сульфатного типов.

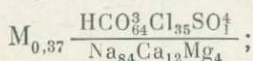
Воды карбонатного типа в большинстве случаев — пресные и, по-видимому, развиты преимущественно в зонах активного водообмена, т. е. занимают самую верхнюю часть гидродинамического этажа. Минерализация их колеблется от значений менее 1 г/л (преобладает) и до 3 г/л, редко — выше. По химическому составу среди вод карбонатного типа выделяются две группы (рис. 4, А):



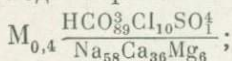
Приведенные формулы показывают, что наиболее характерна разновидность карбонатных вод, обогащенных хлорид-ионами.

В качестве примера вод карбонатного типа могут служить следующие данные:

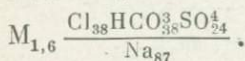
воды эоценовых отложений в районе г. Томска:



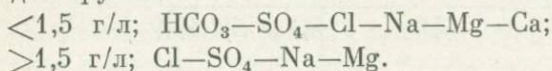
воды верхнемеловых отложений в с. Раевка:



воды эоценовых отложений в г. Барабинске:



Воды сульфатного типа, известные только в верхнем этаже, характеризуются минерализацией, превышающей 1 г/л и достигающей 6—7 г/л. Они, по-видимому, развиты главным образом в нижней части верхнего этажа. По химическому составу воды делятся на две группы:



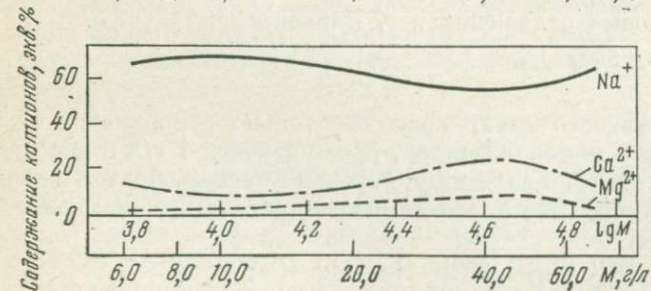
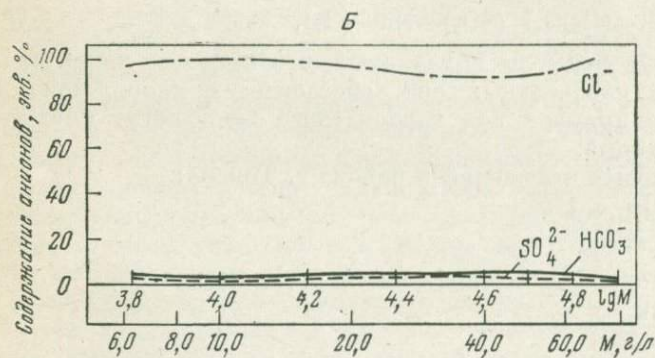
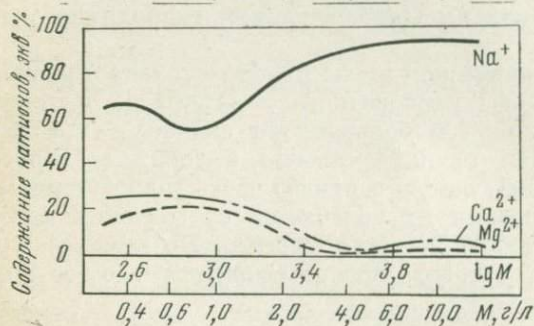
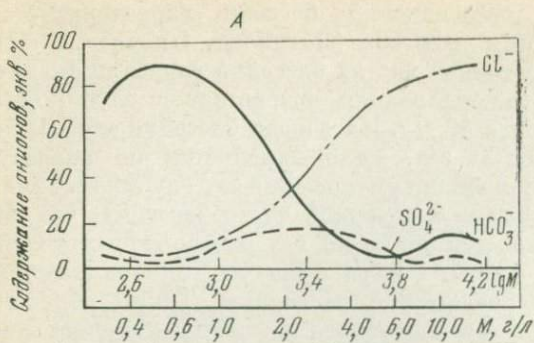
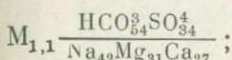


Рис. 4. Миграционные кривые макрокомпонентов вод Западно-Сибирского артезианского бассейна:
 А — карбонатного;
 Б — хлоридного типа

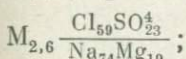
Обращает внимание отсутствие вод с преобладающим сульфатным ионом во всех интервалах минерализации, большая роль хлорид-иона, являющегося первым главным анионом уже при минерализации 1,5 г/л, высокое содержание натрия, играющего главную роль во всех интервалах минерализации.

Примером вод сульфатного типа могут служить:

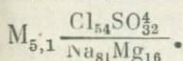
воды плиоцен-нижнечетвертичных отложений в с. Быструха:



воды верхнеолигоценовых отложений в с. Вольное:

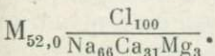


воды верхнеолигоценовых отложений в пос. Элита:

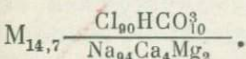


Нижний гидродинамический этаж Западно-Сибирского артезианского бассейна своеобразен. В его пределах в основном развиты соленые воды и слабые рассолы, принадлежащие к хлоридному и карбонатному типам.

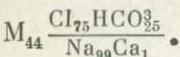
Воды хлоридного типа имеют минерализацию, изменяющуюся от 10 до 82 г/л (иногда менее 10 г/л). Усредненная формула их химического состава (рис. 4, Б) имеет вид: Cl—Na—(Ca). В отдельных случаях количество кальция превышает 20 экв. % и формула принимает вид Cl—Na—Ca. Примером может служить состав рассолов Большереченской площади, вскрытых на глубине 3126—3164 м, характеризующихся формулой:



Воды карбонатного типа, связанные с нижним этажом, главным образом солоноватые и соленые с минерализацией от 3 до 15—16 г/л. Состав их описывается формулой: Cl—(HCO₃)—Na—(Ca). Например, скважина на Уватской разведочной площади вскрыла (на глубине 2141—2151 м) воду:



Однако, по данным Л. Г. Учителевой (1976), среди карбонатных вод нижнего этажа известны и слабые рассолы. Так, на Веселовской разведочной площади (на глубине 2284—2299 м) вскрыты рассолы, характеризующиеся формулой:



Установлено, что в пределах Западно-Сибирского артезианского бассейна в нижнем гидродинамическом этаже воды карбонатного

типа или сменяют вниз по разрезу хлоридные воды (западные районы бассейна), или чередуются с ними (северные районы).

Таким образом, вертикальный гидрохимический разрез Западно-Сибирского бассейна характеризуется наличием:

а) вод карбонатного типа, пресных и слабосоленых, по-видимому, занимающих верхнюю часть верхнего гидродинамического этажа, относящихся преимущественно к разновидности $\text{HCO}_3\text{—(Cl)}$, $\text{Cl—(HCO}_3\text{)}$, натриевых по преобладающим катионам;

б) вод сульфатного типа, приуроченных главным образом к нижней части верхнего этажа, соленых, изменяющихся (вслед за ростом минерализации воды) по схеме $\text{HCO}_3 \rightarrow \text{Cl}$, натриевых по преобладающим катионам, но характеризующихся сравнительно высоким содержанием магния;

в) вод хлоридного типа, занимающих нижний гидродинамический этаж, соленых и слабых рассолов, имеющих формулу Cl—Na—(Ca) , сменяющихся вниз по разрезу или чередующихся с водами карбонатного типа. Последние в нижнем этаже представляют собой соленые воды или слабые рассолы и принадлежат к разновидности карбонатных вод, обогащенных хлорид-ионом.

Восточно-Сибирская платформа

Восточно-Сибирская платформа занимает обширную территорию бассейнов рек Лены и Енисея. В современном тектоническом плане это огромная впадина в фундаменте, сложенном архейскими кристаллическими породами, выполненная осадочными и вулканогенно-осадочными породами верхнего докембрия, палеозоя и мезозоя. Характерную особенность осадочного чехла платформы составляют галогенные толщи, накопившиеся повсеместно в кембрийское время, а в отдельных районах еще и в девоне — раннем карбоне.

В соответствии со схемой гидрогеологического районирования (Гидрогеология СССР, сводный том, вып. 1, 1976) на территории Восточно-Сибирской платформы выделяются: артезианские бассейны первого порядка — Ангаро-Ленский, Якутский, Тунгусский, Котуйский, Оленекский и Хатангский; Нижне-Оленекский адартезианский бассейн; Анабарский и Алданский бассейны трещинных вод. Среди артезианских бассейнов наиболее детально изучен Ангаро-Ленский бассейн, занимающий южную часть Восточно-Сибирской платформы.

Ангаро-Ленский артезианский бассейн первого порядка приурочен к Ангарской синеклизе. На складчатом архейском фундаменте залегают следующие породы.

1. Толща терригенных накоплений верхнего протерозоя (?), мощностью до 330 м.

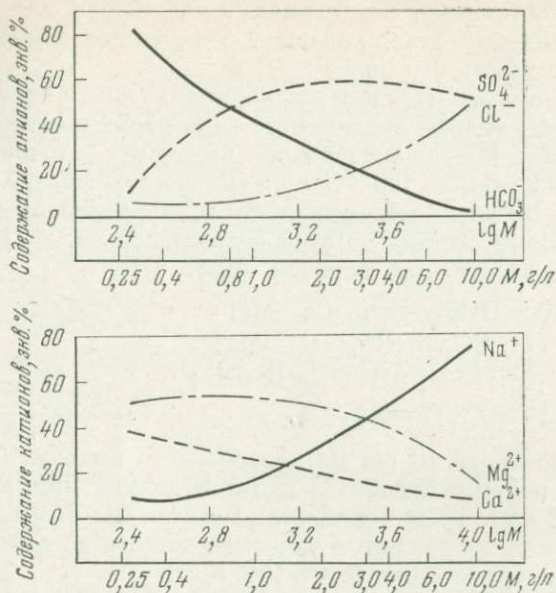


Рис. 5. Миграционные кривые макрокомпонентов вод сульфатного типа Ангаро-Ленского артезианского бассейна

2. Хемогенно-карбонатно-терригенная толща нижнего кембрия, характеризующаяся наличием мощных пластов каменной соли, доломито-ангидритов и доломитов, максимальной мощностью до 3000 м.

3. Карбонатно-терригенные загипсованные отложения среднего и верхнего кембрия мощностью около 800 м.

4. Толща преимущественно терригенных пород ордовика, силура, девона, карбона и перми, суммарной мощностью до 2000 м; в ордовике, силуре и девоне отмечены известняки, иногда загипсованные, для пермо-карбона характерны пласты углей.

5. Туфогенная толща триасового возраста, мощностью около 250 м.

6. Терригенные, преимущественно континентальные накопления юры и кайнозоя, суммарной мощностью более 300 м; юрские породы выполняют эрозионно-тектонические впадины и содержат слои угля.

Нижнюю границу верхнего гидродинамического этажа проводят по пластам каменной соли нижнекембрийского возраста, служащим выдержанным водоупором в пределах Ангаро-Ленского артезианского бассейна (Басков, 1976). Верхний этаж, следовательно, охватывает самые различные породы, как карбонатно-терригенные загипсованные (средний и верхний кембрий), так и терригенные накопления всех вышележащих толщ. Мощ-

ность верхнего этажа, по-видимому, превышает 500 м. Нижний гидродинамический этаж включает хемогенные породы нижнего кембрия, мощность его более 3000 м.

По-видимому, в верхнем гидродинамическом этаже развиты главным образом воды сульфатного типа обоих подтипов — $\text{SO}_4\text{—Na}$ и Cl—Mg . Минерализация их варьирует в очень широком пределе от 0,2—0,3 до 100—150 г/л (Гидрогеология СССР, т. XIX, 1968); наиболее распространены воды с минерализацией до 10 г/л. По химическому составу до этой величины (т. е. до 10 г/л) воды изменяются следующим образом (рис. 5):

- $< 0,8$ г/л; $\text{HCO}_3\text{—SO}_4\text{—Ca—Mg}$;
- $0,8\text{—}1,5$ г/л; $\text{SO}_4\text{—HCO}_3\text{—Ca—Mg}$;
- $1,5\text{—}3,0$ г/л; $\text{SO}_4\text{—HCO}_3\text{—Ca—Na}$;
- > 3 г/л; $\text{SO}_4\text{—Cl—Na—Ca}$.

Примерно после 10 г/л на первое место выходит Cl^- (натрий становится первым преобладающим катионом при минерализации около 3 г/л), воды приобретают состав Cl—Na и в условиях верхнего этажа сохраняются таковыми вплоть до самых высоких значений минерализации (100—150 г/л).

В качестве примера можно привести следующие данные: воды ордовикских отложений в районе г. Братска:

$$M_{0,45} \frac{\text{HCO}_3^3 \text{SO}_4^1 \text{Cl}_{10}}{\text{Mg}_{50} \text{Ca}_{37} \text{Na}_{12}};$$

воды средне-верхнекембрийских отложений в районе дер. Новокозино:

$$M_{1,7} \frac{\text{SO}_4^4 \text{HCO}_3^3 \text{Cl}_4}{\text{Ca}_{40} \text{Na}_{32} \text{Mg}_{18}};$$

воды ордовикских отложений в районе дер. Туб:

$$M_{6,0} \frac{\text{SO}_4^4 \text{Cl}_{19} \text{HCO}_3^3}{\text{Na}_{62} \text{Ca}_{24} \text{Mg}_{13}};$$

воды средне-верхнекембрийских отложений, родник Карамский (на правом берегу р. Пеледут):

$$M_{9,6} \frac{\text{Cl}_{87} \text{SO}_4^4}{\text{Na}_{80} \text{Ca}_{11} \text{Mg}_8};$$

воды средне-верхнекембрийских отложений, родник Потемкинский (на р. Нижней Тунгуске):

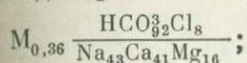
$$M_{57,4} \frac{\text{Cl}_{93} \text{SO}_4^4}{\text{Na}_{99}};$$

воды среднекембрийских отложений, родник Турукский (левый берег р. Лены):

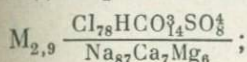
$$M_{156,7} \frac{\text{Cl}_{95} \text{SO}_4^4}{\text{Na}_{95} \text{Ca}_3 \text{Mg}_2}.$$

Воды карбонатного типа для Ангаро-Ленского артезианского бассейна не характерны. По-видимому, основная роль принадлежит им в верхней части эрозионно-тектонических впадин, vyplненных юрскими отложениями, где эти воды связаны с песчано-глинистыми породами юры (Пиннекер, 1966). Минерализация вод карбонатного типа до 1 г/л, в отдельных случаях — до 3—5 г/л. По химическому составу они $\text{HCO}_3\text{—(Cl)—Na—Ca}$, после 1 г/л — $\text{Cl—(HCO}_3\text{)—Na—(Ca)}$.

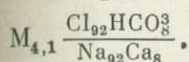
Примером могут служить следующие данные: воды юрских отложений в районе пос. Арансахой:



воды юрских отложений в районе с. Суховское:



воды юрских отложений в районе с. Боково:



Интересно отметить, что к основанию впадин приурочены хлоридные рассолы, формирующиеся за счет выщелачивания соленосных нижнекембрийских отложений.

В нижнем гидродинамическом этаже Ангаро-Ленского артезианского бассейна развиты крепкие, весьма крепкие и предельно насыщенные рассолы (Пиннекер, 1966).

Крепкие рассолы с минерализацией 150—320 г/л залегают или в верхней части галогенной нижнекембрийской толщи и тогда они имеют состав Cl—Na—(Ca) с очень низким содержанием кальция, или же в нижней части этой толщи и подстилающих терригенных отложениях, тогда состав их Cl—Na—Ca и количество кальция достигает 25—40 экв.%. Весьма крепкие рассолы с минерализацией 320—500 г/л находятся преимущественно в терригенной и низах галогенной формации, по составу они Cl—Ca—(Mg) (Na) , причем концентрация кальция достигает 75 экв.%; в ряде случаев отмечено до 5 экв.% калия. Предельно насыщенные рассолы с минерализацией более 500 г/л (и до 620 г/л) залегают исключительно в коллекторах, заключенных среди пластов каменной соли. По составу они Cl—Ca—(Mg) с концентрацией кальция, составляющей 75—80 экв.% и магния — 11—14 экв.%; так же как и в весьма крепких рассолах, в них присутствует до 5,5 экв.% калия. Характерны чрезвычайно высокие концентрации H_2S — до 2 г/л.

Таким образом, в вертикальном разрезе Ангаро-Ленского бассейна развиты:

а) воды карбонатного типа, пресные и солоноватые, пользующиеся локальным развитием, приуроченные преимущественно

к терригенным накоплениям юрского возраста верхней части верхнего гидродинамического этажа, относящиеся к разновидности $\text{HCO}_3\text{—Cl}$, Cl—HCO_3 ;

б) воды сульфатного типа, занимающие практически весь верхний гидродинамический этаж, пресные, солоноватые, соленые и рассольные, состав которых изменяется по схеме $\text{HCO}_3 \rightarrow \text{SO}_4 \rightarrow \text{Cl}$, $\text{Ca} \rightarrow \text{Na}$, причем, хлорид-ион становится первым преобладающим компонентом (сменяя ион SO_4^{2-}) при сравнительно высокой минерализации, составляющей около 10 г/л;

в) воды хлоридного типа, занимающие весь нижний гидродинамический этаж, крепкие, сверхкрепкие и предельно насыщенные рассолы, для которых характерна инверсия, поскольку предельно насыщенные рассолы, заключенные в солях, сменяются ниже (в терригенной толще) сверхкрепкими или даже просто крепкими рассолами. По составу рассолы Cl—Na—(Ca) , Cl—Na—Ca и Cl—Ca—(Mg) (Na).

ГОРНОСКЛАДЧАТЫЕ ОБЛАСТИ

Тянь-Шаньско-Джунгаро-Памирская складчатая область

Этот регион относится к наиболее поднятой и сильно расчлененной горной части Советского Союза с высотами, достигающими 6000—7000 м и более. Здесь выделяются три гидрогеологических района первого порядка, представленных системами складчатоглыбовых зон с приуроченными к ним бассейнами трещинных вод и межгорными (предгорными) артезианскими бассейнами. К таким районам относятся: Восточный Тянь-Шань и Джунгарский Алатау, Западный Тянь-Шань, Памир (Гидрогеология СССР, сводный том, вып. 1, 1976).

Первый район характеризуется наиболее древним (каледонским и герцинским) заложением складчатых зон, непрерывным континентальным режимом осадконакопления в мезозое и кайнозое, наличием малых межгорных и предгорных артезианских бассейнов.

Второй, т. е. Западно-Тянь-Шаньский район, отличается более молодым (герцинским) заложением складчатых зон, чередованием морских и континентальных условий осадконакопления в течение мезозоя и кайнозоя, наличием малых и крупных межгорных и предгорных артезианских бассейнов.

Для третьего района (Памирского) типично самое молодое (альпийское) заложение складчатых зон и отсутствие межгорных и предгорных артезианских бассейнов.

Далее рассматриваются некоторые артезианские бассейны района Западного Тянь-Шаня.

Район Западного Тянь-Шаня включает Чаткало-Кураминский и Гиссаро-Алайский бассейны трещинных вод с системой малых артезианских бассейнов и крупные предгорные (Приташкентский) и межгорные (Южно-Таджикский, Ферганский, Зеравшанский) артезианские бассейны.

Южно-Таджикский межгорный артезианский бассейн занимает северо-восточную часть Афгано-Таджикской впадины. На северо-западе и западе он ограничен Гиссаро-Алайской системой бассейнов трещинных вод, на востоке — Памиром; южная граница уходит за пределы территории СССР (в Афганистан).

Герцинский фундамент в Южно-Таджикском бассейне опущен на глубину 10000—12000 м (по геофизическим данным). На изученной глубине в разрезе бассейна установлены следующие породы.

1. Толща хемогенно-карбонатно-терригенных отложений верхней юры, суммарной мощностью свыше 400 м; хемогенные породы представлены каменной солью и гипсами.

2. Толща карбонатно-терригенных, преимущественно морских отложений мела и палеогена максимальной мощностью до 1800 м; характерны гипсы, загипсованные глины, доломиты.

3. Толща терригенных континентальных накоплений (моласс) неогена и четвертичных, в ряде районов загипсованных, имеющих огромную мощность, превышающую 8000 м.

Южно-Таджикский артезианский бассейн принадлежит к числу сложных гидрогеологических структур. В его пределах выделяют (Гидрогеология СССР, т. ХLI, 1972) бассейны более высокого порядка — Душанбинский, Вахшский и Яхсуйский, разделенные крупными антиклинальными поднятиями. На территории погруженных частей бассейна верхний гидродинамический этаж охватывает породы четвертичные, неогеновые и эоценовые; мощность этажа весьма различна и колеблется от 500—600 и до 1000—1500 м. В пределах мегантиклинальных поднятий, где на поверхность Земли выходят все более древние породы до юрских включительно, мощность верхнего этажа не установлена, поскольку районы эти не разбурены.

В Южно-Таджикском артезианском бассейне выявлены нормальные и аномальные гидрохимические разрезы. Аномальные (инверсионные) разрезы характерны для краевых частей бассейна, вблизи его высокогорного обрамления (например, для Душанбинского бассейна третьего порядка). Инверсионные разрезы представлены двумя типами:

а) минерализация, достигнув на той или иной глубине максимума, далее с приближением к палеозойскому фундаменту уменьшается, индексация гидрохимических зон имеет вид: $ABB_{270}B_{140}$;

б) более минерализованные воды по разрезу чередуются с менее минерализованными, индексы гидрохимических зон сменяются в таком порядке — $ABB_{270}BB_{270}$. В удалении от горного обрамления (например, в Вахшском артезианском бассейне треть-

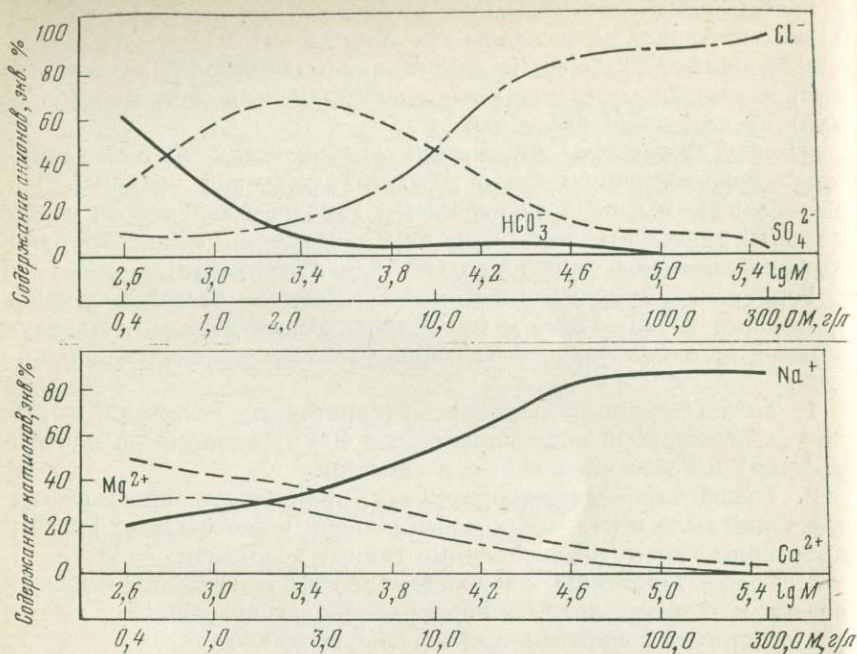


Рис. 6. Миграционные кривые макрокомпонентов пластовых вод сульфатного типа Таджикистана

его порядка) гидрохимический разрез — нормальный, в изученной части его индексы $АВВ_{270}$.

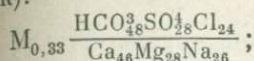
Практически весь верхний этаж Южно-Таджикского артезианского бассейна занят водами сульфатного типа обоими его подтипами. Величина минерализации этих вод изменяется в широком интервале от 0,2 до 340 г/л. Часто встречающиеся значения составляют до 30—40 г/л, чаще — до 10 г/л. Крепкие и сверхкрепкие рассолы сульфатного типа известны только на участках развития проткнутых соляных куполов, в ядрах которых обнажается каменная соль юрского возраста. По химическому составу воды сульфатного типа закономерно изменяются вслед за возрастанием минерализации (рис. 6):

- < 0,5 г/л; HCO₃—SO₄—Ca—Mg—Na;
- 0,5—3 г/л; SO₄—HCO₃—Ca—Na—Mg;
- 3—10 г/л; SO₄—Cl—Na—Ca—Mg;
- > 10 г/л; Cl—(SO₄)—Na—(Ca).

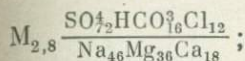
Приведенные формулы показывают, что хлор становится первым преобладающим анионом при сравнительно высокой минерализации, составляющей около 10 г/л, тогда как натрий выходит на первое место при минерализации около 3 г/л.

Примером вод сульфатного типа могут служить следующие данные:

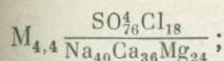
воды палеогеновых отложений в Бешкентской долине (родник):



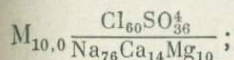
воды неогеновых отложений в долине р. Кызылсу (родник):



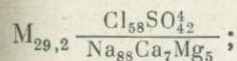
воды палеогеновых отложений на восточном склоне хр. Актау (родник):



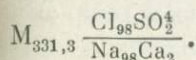
воды нижнеогеновых отложений на западном склоне хр. Аруктау (родник):



воды палеогеновых отложений в районе возв. Кызылтумшук (скважина):

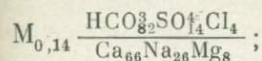


воды верхнеюрских отложений на западном склоне хр. Джи-лантау (родник):

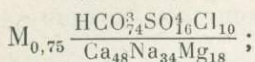


Воды карбонатного типа известны в Южно-Таджикском артезианском бассейне только в самой верхней части верхнего гидродинамического этажа (выше вреза местной гидрографической сети), преимущественно в восточной, гипсометрически наиболее высоко приподнятой части бассейна, где они связаны с терригенными накоплениями неогена и нижнего мела. Величина минерализации карбонатных вод — до 0,5 г/л, редко — до 0,7—0,8 г/л. Химический состав их описывается формулой $HCO_3-(SO_4)-Ca-Na$ или $HCO_3-(SO_4)-Mg-Na$, т. е. они принадлежат к разновидности карбонатных вод, обогащенных сульфатами. Примером могут служить следующие данные:

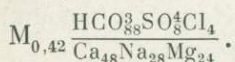
воды неогеновых отложений на южном склоне хр. Петра Первого (родник):



воды нижненеогеновых отложений на западном склоне хр. Хозретиши (родник):



воды нижнемеловых отложений в районе долины р. Сурхоб (родник):



В нижнем гидродинамическом этаже Южно-Таджикского артезианского бассейна развиты преимущественно воды хлоридного типа; в краевой части они иногда чередуются с водами сульфатного типа.

Воды хлоридного типа имеют минерализацию от 40—50 г/л до 320 г/л. Примерно до 70 г/л они по составу Cl—Na—(Ca) и содержат не более 8—10 экв. % кальция. После 70 г/л они имеют состав Cl—Na—Ca с концентрацией кальция, составляющей 20—30 экв. %. Во всех случаях количество хлорид-ионов очень велико и достигает 98—100 экв. %. Хлоридные рассолы приурочены к породам ниже- и верхнемелового возраста, а также к плиоценовым накоплениям. В Душанбинском артезианском бассейне третьего порядка на глубине свыше 1200 м хлоридные крепкие рассолы сменяются водами сульфатного типа с минерализацией около 30 г/л (структура Лючоб, нижнемеловые породы); далее с увеличением глубины вновь развиты крепкие рассолы хлоридного типа.

Для Южно-Таджикского артезианского бассейна весьма характерно широкое развитие сероводорода в водах сульфатного типа, циркулирующих ниже вреза гидрографической сети, а также в слабых рассолах хлоридного типа северной периферии бассейна (Душанбинский артезианский бассейн третьего порядка), в которых содержание H_2S достигает 2,3 г/л.

Таким образом, в вертикальном разрезе Южно-Таджикского артезианского бассейна установлены:

а) воды карбонатного типа, пресные, локально развитые только в самой верхней части верхнего гидродинамического этажа, в краевой области бассейна принадлежащие к разновидности $\text{HCO}_3\text{—SO}_4$, щелочноземельные по преобладающим катионам, но всегда несколько обогащенные натрием;

б) воды сульфатного типа, занимающие практически весь верхний этаж, пресные, солоноватые, соленые и рассольные (вплоть до весьма крепких рассолов), характеризующиеся закономерным изменением химического состава по мере роста минерализации в соответствии со схемой $\text{HCO}_3 \rightarrow \text{SO}_4 \rightarrow \text{Cl}$ и $\text{Ca} \rightarrow \text{Na}$;

в) воды хлоридного типа, приуроченные к нижнему гидродинамическому этажу, по величине минерализации изменяющиеся от слабых до весьма крепких рассолов, Cl—Na—(Ca) и Cl—Na—Ca

по химическому составу, в краевых частях бассейна чередующиеся с солеными водами сульфатного типа.

Ферганский межгорный артезианский бассейн приурочен к одноименной впадине и располагается между Северным и Южным Тянь-Шанем. Палеозойский фундамент погружен на глубину порядка 10 000 м (по геофизическим данным). В разрезе изученной части осадочного чехла установлены следующие породы.

1. Толща терригенных, преимущественно континентальных накоплений верхнего триаса, юры и нижнего мела, суммарной мощностью около 1000 м; для юры характерны прослойки угля.

2. Толща карбонатно-терригенных отложений верхнего мела, нижнего и среднего палеогена, содержащих прослойки гипсов и доломитов, мощностью до 600 м.

3. Толща палеоген-неоген-четвертичных моласс, представленных терригенными континентальными, местами гипсово-соленосными образованиями, суммарной мощностью около 4500 м.

В структурном отношении Ферганская межгорная впадина имеет сложное строение; в ее пределах выделяется ряд тектонических зон, которые можно рассматривать как артезианские бассейны третьего порядка: Северо-Ферганский, Центрально-Ферганский (или Каракчикум-Канибадамский) и Южно-Ферганский. Бассейны отделены один от другого антиклинальными поднятиями.

Мощность верхнего гидродинамического этажа варьирует в широком интервале от 400—500 до 1500 м и более. Этот этаж охватывает (из-за сложности структуры Ферганской впадины) все осадочные породы, участвующие в строении впадины. В строении нижнего гидродинамического этажа (изученной его части) участвуют отложения палеогена, мела и юры.

Практически на всю мощность верхнего гидродинамического этажа в Ферганском бассейне развиты воды сульфатного типа (главным образом $\text{SO}_4\text{—Na}$ -подтипа). Минерализация их изменяется от 1 до 325 г/л, наиболее частые значения не превышают 10 г/л; крепкие рассолы сульфатного типа известны только в районе выхода на дневную поверхность гипсово-соленосных отложений $P_3\text{—}N_1$ (Гидрогеология СССР, т. XLI, 1972). По химическому составу воды с минерализацией до 10 г/л следующие:

1—3 г/л; $\text{SO}_4\text{—HCO}_3\text{—Ca—Na}$;

3—10 г/л; $\text{SO}_4\text{—Cl—Na—Ca}$.

Крепкие рассолы характеризуются формулой Cl—Na , причем содержания хлорид-ионов и натрия примерно равны и приближаются к 100 экв. %.

Воды нижнего гидродинамического этажа изучены главным образом на территории Каракчикум-Канибадамского артезианского бассейна третьего порядка. Они принадлежат к хлоридному типу и имеют минерализацию от 10 до 330 г/л. В пределах южной периферии бассейна установлен (Мартынова, Онуфрей, 1972) инверсионный гидрохимический разрез: максимальная величина минера-

лизации хлоридных рассолов в верхнемеловом — палеогеновом комплексе достигает 330 г/л и снижается с увеличением глубины в юрском и нижнемеловом комплексе до 105 г/л. Рассолы имеют формулу Cl—Na—(Ca) или Cl—Na—Ca , существенно хлоридно-кальциевые рассолы не выявлены.

Для Ферганского артезианского бассейна весьма характерно широкое распространение сероводорода, связанного главным образом с водами сульфатного или хлоридного (невысокой минерализации) типов, приуроченных к палеогеновым отложениям. Концентрация H_2S в отдельных случаях достигает 2 г/л.

Таким образом, в разрезе Ферганского артезианского бассейна выделяются:

а) воды сульфатного типа, солоноватые, соленые и рассольные, закономерно изменяющиеся по составу вслед за величиной минерализации по схеме $\text{SO}_4 \rightarrow \text{Cl}$ и $\text{Ca} \rightarrow \text{Na}$, занимающие практически весь верхний гидродинамический этаж бассейна;

б) воды хлоридного типа, соленые и рассольные (до весьма крепких рассолов), описываемые формулами Cl—Na—(Ca) и Cl—Na—Ca , приуроченные к нижнему гидродинамическому этажу, на южной периферии бассейна характеризующиеся падением минерализации с глубиной.

Сахалинская складчатая область

Сахалинская область занимает островное положение и ограничена акваториями Охотского моря, Амурского лимана и Татарского пролива. Сахалин относится к тыловой зоне Азиатско-Аляскинского сектора Тихоокеанского кольца кайнозойской складчатости; наиболее интенсивное проявление складчатости произошло в мезозое, в послевышнемеловое время и в начале четвертичного времени (Гидрогеология СССР, т. XXIV, 1972).

В соответствии со схемой гидрогеологического районирования на территории Сахалина выделяются: а) интенсивно расчлененные горноскладчатые районы, относящиеся к бассейнам трещинных вод, сложенные мезозойскими и палеозойскими образованиями; б) артезианские бассейны, в орографическом отношении принадлежащие к Северо-Сахалинской равнине и межгорным низменностям; наиболее крупные из них Северо-Сахалинский, Поронайский и Татарский бассейны; последний относится к адартезианским структурам. В пределах бассейнов на складчатом мезозойском фундаменте залегают следующие породы.

1. Толща терригенных (песчано-глинистых) угленосных пород палеогена максимальной мощностью до 3000 м.

2. Толща терригенных (песчано-глинистых) пород нижнего неогена местами со значительным количеством вулканогенного материала мощностью до 6000 м.

3. Толща терригенных (почти нацело глинистых) отложений самых верхов нижнего неогена мощностью до 1700 м.

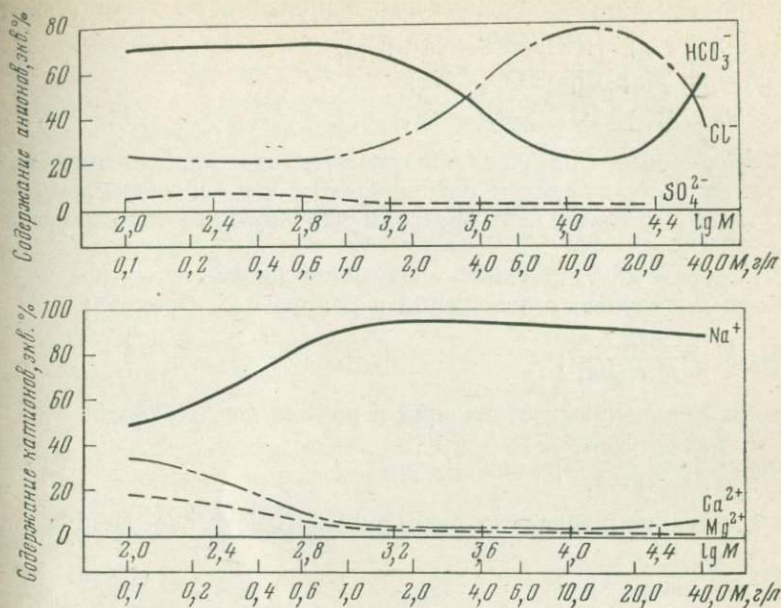


Рис. 7. Миграционные кривые макрокомпонентов вод карбонатного типа Северо-Сахалинского артезианского бассейна

4. Толща терригенных (песчано-глинистых) пород верхнего неогена и четвертичных с включением вулканогенного материала мощностью до 3000 м.

В целом для всего разреза характерно отсутствие соленосных и карбонатных образований.

В Северо-Сахалинском артезианском бассейне, наиболее изученном, к верхнему гидродинамическому этажу отнесены породы (Гидрогеология СССР, т. XXIV, 1972), залегающие выше регионального глинистого водоупора верхов нижнего неогена. Мощность этажа, таким образом, составляет более 3000 м. Нижний гидродинамический этаж охватывает накопления нижнего неогена и, очевидно, палеогена (в Северо-Сахалинском бассейне скважинами не достигнутого).

В вертикальном разрезе артезианских бассейнов Сахалина выделены зоны: а) пресных вод с минерализацией до 1 г/л; б) слабосоленых вод — 1—3 г/л; в) сильносоленых вод — 3—10 г/л; г) слабосоленых вод — 10—20 г/л; д) сильносоленых вод — 20—35 г/л.

Весь верхний гидродинамический этаж артезианских бассейнов Сахалина и, по-видимому, большую часть нижнего этажа занимают воды карбонатного типа. Минерализация их изменяется от 0,15 до 58 г/л, часто встречающиеся значения не превышают 20 г/л, чаще — 3—5 г/л. Состав вод карбонатного типа

по мере роста минерализации воды изменяется по схеме (рис. 7):

< 3,5 г/л; $\text{HCO}_3\text{—Cl—Na—(Ca)}$;

3,5—35 г/л; $\text{Cl—HCO}_3\text{—Na}$;

> 35 г/л; $\text{HCO}_3\text{—Cl—Na}$.

Усредненные формулы показывают, что карбонатные воды Сахалина принадлежат к разновидности вод, обогащенных хлором; весьма интересно, что рассолы карбонатного типа имеют состав $\text{HCO}_3\text{—Cl—Na}$.

Примером могут служить следующие данные:
 воды плиоценовых отложений в районе пос. Орехово:

$$M_{0,29} \frac{\text{HCO}_{74}^3 \text{Cl}_{26}}{\text{Na}_{81} \text{Ca}_{10} \text{Mg}_9};$$

воды плиоценовых отложений в районе пос. Колендо:

$$M_{3,1} \frac{\text{HCO}_{56}^3 \text{Cl}_{40} \text{SO}_4^4}{\text{Na}_{97} \text{Mg}_2 \text{Ca}_1};$$

воды верхнемиоценовых отложений в районе пос. Некрасовка:

$$M_{8,6} \frac{\text{Cl}_{73} \text{HCO}_{36}^3}{\text{Na}_{100}};$$

воды средне-верхнемиоценовых отложений в районе пос. Некрасовка:

$$M_{11,7} \frac{\text{Cl}_{84} \text{HCO}_{15}^3}{\text{Na}_{97}};$$

воды средне-верхнемиоценовых отложений в районе г. Оха:

$$M_{22,1} \frac{\text{Cl}_{79} \text{HCO}_{21}^3}{\text{Na}_{96} \text{Mg}_2}.$$

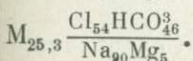
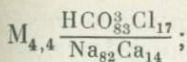
Наиболее минерализованные воды (до 58 г/л) карбонатного типа установлены только в одном пункте пос. Тунгор Охинского района. Здесь в породах верхнего миоцена вскрыты воды:

| Глубина залегания, м | Формула Курлова |
|-----------------------|---|
| 1558 — 1590 | $M_{4,6} \frac{\text{HCO}_{93}^3 \text{Cl}_7}{\text{Na}_{66} \text{Ca}_{33}}$ |
| 1992 — 2090 | $M_{7,6} \frac{\text{HCO}_{90}^3 \text{Cl}_{10}}{\text{Na}_{99}}$ |
| 2094 — 2113 | $M_{57,8} \frac{\text{HCO}_{90}^3 \text{Cl}_{10}}{\text{Na}_{100}}$ |
| 2104 — 2115 | $M_{28,9} \frac{\text{HCO}_{82}^3 \text{Cl}_{38}}{\text{Na}_{99}}$ |
| 2243 — 2260 | $M_{19,6} \frac{\text{HCO}_{56}^3 \text{Cl}_{44}}{\text{Na}_{100}}$ |

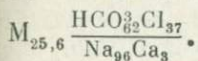
Обращает внимание преобладание во всех интервалах минерализации гидрокарбонатного иона и очень высокое содержание нат-

рия, приближающееся к 100 экв.%. Необходимо отметить, что растворенные газы в районе Тунгора имеют углекисло-метановый состав, причем количество CO_2 в газе достигает 60%.

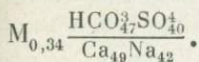
К карбонатному типу относятся и воды углекислых минеральных источников, приуроченных к зоне регионального долгоживущего Главного Сахалинского тектонического нарушения, разграничивающего крупные гидрогеологические структуры; бассейны трещинных вод (Западно-Сахалинский и др.) и артезианские бассейны (Поронайский и Сусунайский). Максимальное количество растворенного CO_2 в этих водах достигает 2,6 г/л, а химический состав их характеризуется следующими формулами:



Еще больше углекислоты (до 4,7 г/л) содержится в водах грязевых вулканов, также связанных с зоной указанного ранее тектонического нарушения. Воды грязевых вулканов высокой минерализации, а состав их описывается формулой:



Воды сульфатного типа на Сахалине почти полностью отсутствуют, поскольку для этого региона характерная особенность заключается в чрезвычайно низком содержании сульфатов в водах и одновременно высокой концентрации натрия. Некоторое обогащение подземных вод сульфатами отмечено лишь на западном борту Западно-Сахалинского адартезианского бассейна, где распространены пиритовосные вулканогенные образования нижнего и среднего миоцена. Здесь известны многочисленные сероводородные источники с минерализацией воды, колеблющейся от 0,1 до 0,9 г/л. Содержание H_2S в них не превышает 6—8 мг/л. По химическому составу они чаще $\text{HCO}_3\text{—Cl—Na}$ или $\text{Cl—HCO}_3\text{—Na}$ и относятся к карбонатному типу; в отдельных случаях воды имеют сульфатный тип и описываются следующей формулой:



Также не характерны для Сахалина и воды хлоридного типа. Они вскрыты отдельными скважинами главным образом на некоторых площадях в породах самого различного возраста — от миоценовых до верхнемеловых включительно, залегают как на небольших глубинах до 500—700 м (площади Прибрежная, Кировская, Южно-Невельская и др.), так и на глубинах свыше 2000 м (площади Одопту, Большехолмская и др.). Минерализация вод колеблется от 10 до 31,5 г/л. Формула химического состава — Cl—Na—(Ca) , в породах верхнего мела — Cl—Na—Ca ; в первом

случае содержание Са составляет не более 4—10 экв.%, во втором — 20—30 экв.%, концентрация Cl всегда близка к 100 экв.%.
Таким образом, в разрезе артезианских бассейнов Сахалина на изученную глубину установлены:

а) воды карбонатного типа, пресные, солоноватые, соленые и слабые рассолы, занимающие весь верхний гидродинамический этаж и, по-видимому, значительную часть нижнего этажа, принадлежащие к разновидности вод, обогащенных хлорид-ионом, характеризующиеся очень высокой концентрацией натрия. Слабые рассолы, развитые локально, почти нацело состоят из двууглекислой соды;

б) воды хлоридного типа, соленые, известные как в нижнем, так и в верхнем гидродинамическом этаже преимущественно на участках нефтегазоносных структур, характеризующиеся низким содержанием кальция и формулой $Cl-Na-(Ca)$, значительно реже — $Cl-Na-Ca$.

Крымско-Кавказская складчатая область

Крымско-Кавказская складчатая область принадлежит к Альпийской складчатой зоне. Она занимает территорию Крымского полуострова и Кавказского перешейка. В ее пределах выделяют (Гидрогеология СССР, сводный том, выпуск 1, 1976) сложные системы бассейнов подземных вод Горного Крыма, Большого и Малого Кавказа, а также артезианские бассейны первого порядка — Западно-Крымский, Азово-Кубанский, Восточно-Предкавказский, Восточно-Черноморский и Куриинский.

Азово-Кубанский артезианский бассейн первого порядка приурочен к глубокой предгорной Азово-Кубанской впадине, выполненной мезо-кайнозойскими отложениями. Глубина залегания фундамента, по геофизическим данным, достигает 12 км. Фундаментом служат метаморфизованные и дислоцированные палеозойские, а местами и нижнемезозойские образования. В строении изученной части осадочного чехла бассейна принимают участие следующие породы.

1. Терригенно-карбонатная толща юрских, меловых и палеоцен-эоценовых накоплений суммарной мощностью более 2000 м.

2. Преимущественно глинистая толща олигоцен-нижнемiocенового возраста (майкопская свита) мощностью до 1000—1200 м.

3. Терригенно-карбонатная толща неоген-четвертичного возраста с максимальной мощностью в осевой части бассейна, достигающей 4000 м; в северных районах бассейна мощность сокращается до нескольких сотен метров.

Нижняя граница верхнего гидродинамического этажа, по-видимому, совпадает с кровлей майкопских глин, служащих региональным водоупором. Мощность этажа не установлена и, очевидно, колеблется в широких пределах. К сожалению, очень небольшой гидрохимический материал, приведенный в томе IX (Гидрогеология СССР, 1968) не позволяет вывести средние статистические

формулы, характеризующие состав подземных вод верхнего этажа. Насколько можно судить, опираясь на имеющиеся данные, в верхнем этаже примерно в равной степени распространены подземные воды сульфатного и карбонатного типов. Минерализация и тех и других, как правило, не превышает 5 г/л, чаще составляет 2,5—3,0 г/л. Воды карбонатного типа большей частью имеют формулы: $\text{HCO}_3\text{—Na}$, $\text{HCO}_3\text{—Cl—Na}$ и $\text{Cl—HCO}_3\text{—Na}$, т. е. относятся к разновидности вод, обогащенных хлором. Воды сульфатного типа также характеризуются значительной ролью хлора в их составе. Уже при минерализации немногим более 1 г/л хлорид-ион нередко занимает первое место; натрий в ряде случаев становится первым преобладающим катионом также при минерализации около 1 г/л.

В качестве примера вод карбонатного типа можно привести следующие данные

воды Краснодарских слоев (N_2^3) в районе ст. Петровская:

$$M_{1,0} \frac{\text{Cl}_{45}\text{HCO}_{31}^{\ominus}\text{SO}_{24}^{\ominus}}{\text{Na}_{85}\text{Mg}_{14}\text{Ca}_1};$$

воды кувальницкого яруса (N_2^2) в районе пос. Яблуновский:

$$M_{0,4} \frac{\text{HCO}_{31}^{\ominus}\text{Cl}_{21}\text{SO}_{18}^{\ominus}}{\text{Na}_{83}\text{Ca}_9\text{Mg}_8};$$

воды понтических отложений в районе с. Дивное:

$$M_{4,2} \frac{\text{Cl}_{65}\text{HCO}_{18}^{\ominus}\text{SO}_{17}^{\ominus}}{\text{Na}_{95}\text{Ca}_3\text{Mg}_2}.$$

Примером вод сульфатного типа могут служить:

воды понтических отложений в районе ст. Петропавловская:

$$M_{0,6} \frac{\text{SO}_{53}^{\ominus}\text{HCO}_{37}^{\ominus}\text{Cl}_{10}}{\text{Ca}_{55}\text{Mg}_{26}\text{Na}_{19}};$$

воды понтических отложений в районе хутора Майкопский:

$$M_{1,0} \frac{\text{Cl}_{55}\text{SO}_{31}^{\ominus}\text{HCO}_{14}^{\ominus}}{\text{Na}_{34}\text{Mg}_{34}\text{Ca}_{32}};$$

воды танаисских слоев (N_2^3) в районе хутора Павловка:

$$M_{2,8} \frac{\text{Cl}_{63}\text{SO}_{30}^{\ominus}\text{HCO}_7^{\ominus}}{\text{Mg}_{52}\text{Ca}_{26}\text{Na}_{22}}.$$

Воды нижнего гидродинамического этажа в Азово-Кубанском артезианском бассейне изучены очень слабо. Установлено (Киссин, 1976), что в подмайкопских водоносных комплексах воды характеризуются следующим составом:

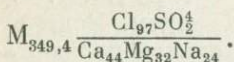
палеоцен-эоценовый комплекс $M_{14} \frac{\text{Cl}_{70}\text{HCO}_{26}^{\ominus}}{\text{Na}_{98}};$

верхнемеловой комплекс $M_{37} \frac{\text{Cl}_{99}}{\text{Na}_{87}\text{Ca}_{10}};$

нижнемеловой комплекс $M_{54} \frac{\text{Cl}_{99}}{\text{Na}_{90}\text{Ca}_8}.$

В породах нижнего мела известны (кроме вод хлоридного типа) воды карбонатного типа сравнительно высокой минерализации (10—22 г/л), имеющие состав $\text{Cl}-\text{HCO}_3-\text{Na}$.

Интересно, что западнее г. Лабинска с глубины более 2700 м из галогенной толщи I_3 получен весьма крепкий рассол, состав которого характеризуется формулой:



В других пунктах, на меньших глубинах (порядка 1000—1500 м) воды верхнеюрских отложений имеют минерализацию 26—40 г/л и состав $\text{Cl}-\text{Na}-(\text{Ca})$.

Таким образом, в вертикальном разрезе Азово-Кубанского артезианского бассейна развиты:

а) воды карбонатного и сульфатного типов, пресные и солоноватые, обогащенные хлором и натрием, приуроченные к верхнему гидродинамическому этажу (залегающие выше регионального водоупора майкопских глин);

б) воды карбонатного типа, соленые, состава $\text{Cl}-\text{HCO}_3-\text{Na}$, по-видимому, чередующиеся в разрезе со слабыми рассолами хлоридного типа, имеющими состав $\text{Cl}-\text{Na}-(\text{Ca})$, залегающие ниже майкопских глин. Можно предполагать (судя по единичным данным), что с галогенными накоплениями верхней юры связаны существенно хлоридно-кальциевые весьма крепкие рассолы.

К Азово-Кубанскому артезианскому бассейну условно относят Керченско-Таманскую систему малых артезианских бассейнов. Геологический разрез здесь такой же, как и в пределах всего Азово-Кубанского бассейна, но характерную особенность его составляют широко развитые грязевые вулканы.

По данным И. А. Лагуновой (1973), выше водоупора майкопских глин подземные воды Керченско-Таманского района, связанные с неоген-четвертичными отложениями, имеют минерализацию от $< I$ до 60—70 г/л, а по химическому типу принадлежат к сульфатным, карбонатным и хлоридным. В прослоях песков майкопской свиты минерализация вод составляет 7—23 г/л, они карбонатного типа и имеют состав $\text{Cl}-\text{HCO}_3-\text{Na}$. Под майкопскими глинами в породах верхнего и нижнего мела минерализация снижается до 6—11 г/л, воды сохраняют карбонатный тип и имеют $\text{HCO}_3-\text{Cl}-\text{Na}$ и $\text{Cl}-\text{HCO}_3-\text{Na}$ состав. Также карбонатный тип и аналогичный состав при минерализации от 7 до 32 г/л имеют и воды грязевых вулканов. В составе газов грязевых вулканов большая роль принадлежит, наряду с метаном, углекислоте; содержание последней в ряде случаев достигает 90%.

Следовательно, для Керченско-Таманской системы малых артезианских бассейнов характерна четко выраженная инверсия гидрохимического разреза (уменьшение минерализации с глубиной) и широкое развитие в нижнем гидродинамическом этаже соло-

новатых и соленых вод карбонатного типа, принадлежащих к разновидности $\text{HCO}_3-\text{Cl}(\text{Cl}-\text{HCO}_3)$.

Восточно-Предкавказский артезианский бассейн первого порядка приурочен к глубокой впадине, выполненной мезозойскими и кайнозойскими отложениями; фундаментом служат метаморфизованные и дислоцированные образования палеозоя. На палеозойском фундаменте залегают следующие породы.

1. Толща терригенно-карбонатных среднеюрских, меловых и палеоцен-эоценовых пород суммарной мощностью более 2500 м.

2. Преимущественно глинистая толща олигоцен-нижнемиоценового возраста (майкопская свита) мощностью до 1500 м.

3. Толща главным образом терригенных пород неогенового и четвертичного возраста максимальной мощностью до 2000—4000 м.

Майкопские глины, служащие региональным водоупором, по-видимому, разделяют верхний и нижний гидродинамический этажи Восточно-Предкавказского артезианского бассейна. В верхнем гидродинамическом этаже развиты воды сульфатного и карбонатного типов; в нижнем этаже — воды хлоридного типа.

Воды сульфатного типа распространены главным образом в пределах западной, юго-западной и северо-западной окраин бассейна (Гидрогеология СССР, т. IX, 1968) и характеризуются сравнительно небольшими глубинами циркуляции (примерно до 300 м). Величина минерализации их колеблется от 0,3 до 5 г/л. Состав их изменяется вслед за ростом минерализации по следующей схеме:

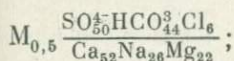
< 1 г/л; SO_4-HCO_3 , пестрые по преобладающим катионам;

$1-3$ г/л; $\text{SO}_4-\text{Cl}-\text{Na}-\text{Ca}$;

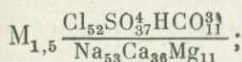
> 3 г/л; $\text{Cl}-\text{SO}_4-\text{Na}-(\text{Mg}) (\text{Ca})$.

Примером могут служить следующие данные:

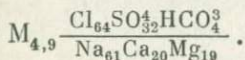
воды отложений ашшеронского яруса в районе ст. Ново-Павловская:



воды отложений ашшеронского яруса в районе с. Ольгино:

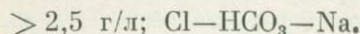
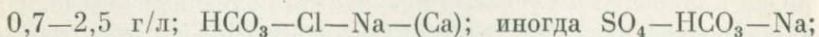
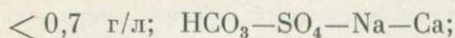


воды меотического яруса в районе с. Приозерного:

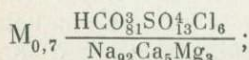


Воды карбонатного типа тяготеют в Восточно-Предкавказском бассейне к его центральным и восточным районам. По сравнению с водами сульфатного типа они установлены на значительно

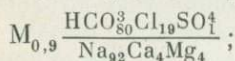
больших глубинах (до 2000 м). Минерализация их достигает 6—7 г/л, а химический состав изменяется по схеме:



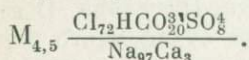
В качестве примера приведем следующие данные: воды пород бакинского яруса в районе г. Кизляра:



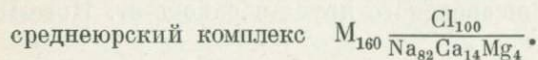
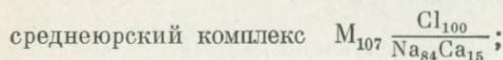
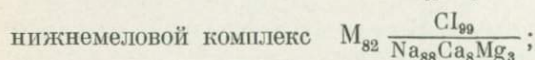
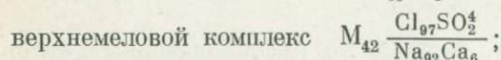
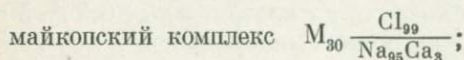
воды пород ашшеронского яруса в районе пос. Бакрес:



воды сарматских отложений в районе колхоза «Правда»:



Нижний гидродинамический этаж Восточно-Предкавказского бассейна изучен слабо. По имеющимся данным (Киссин, 1976), подземные воды майкопских и подмайкопских отложений характеризуются формулами:



Приведенные данные свидетельствуют о наличии в нижнем гидродинамическом этаже слабых рассолов и рассолов средней крепости, отличающихся высоким содержанием хлорид-ионов и низким — кальция.

Таким образом, в разрезе Восточно-Предкавказского бассейна выделяются:

а) воды карбонатного и сульфатного типов, пресные и солоноватые, занимающие верхний гидродинамический этаж, характеризующиеся повышенным содержанием хлорид-иона и натрия начиная с минерализации около 1 г/л и около 2,5 г/л;

б) воды хлоридного типа, приуроченные к нижнему гидродинамическому этажу, рассольные (до рассолов средней крепости), характеризующиеся формулой Cl—Na—(Ca).

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ
И ГИДРОХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ
МОЛДАВСКОГО АРТЕЗИАНСКОГО БАССЕЙНА

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Геологическое строение территории Молдавии определяется ее положением на стыке двух крупных тектонических единиц: Русской платформы и Скифской (эпигерцинской) плиты. По гипсометрии поверхности фундамента в пределах Русской платформы выделяют Молдавскую плиту, служащую продолжением Украинского кристаллического массива, и Предобруджскую (или Молдавскую) впадину (Полев, 1973).

Молдавская плита охватывает северную и центральную части территории республики. Ее южная граница прослеживается по линии, совпадающей с зоной Цыганешты-Чадыр-Лунгского разлома. В геологическом строении участвуют породы вендского комплекса, рифея, палеозоя, мезозоя и кайнозоя, лежащие на кристаллическом докембрийском фундаменте (рис. 8). Поверхность кристаллического фундамента плиты имеет четко выраженное падение на юг. На севере в долине р. Днестр известны его выходы на дневную поверхность, на юго-западе (в районе сочленения плиты и Молдавской впадины) он установлен на глубинах более 3000 м. Фундамент сильно дислоцирован и характеризуется блоковым строением. В южной части центральной Молдавии поверхность фундамента плиты при переходе к Молдавской впадине приобретает более крутое падение. Эта часть называется склоном плиты. Для склона типичны некоторые изменения разрезов чехла—общее увеличение мощности и появление отложений девона, юры и нижнего мела, отсутствующих на севере.

Молдавская впадина, примыкающая с юга к плите и уходящая к юго-востоку за пределы Молдавии, имеет грабенообразную форму и простирается в направлении с северо-запада на юго-восток. Глубина залегания фундамента провышает 5000 м. Осадочный чехол (рис. 9) включает отложения девона, карбона, перми и триаса, слагающих обособленный структурный ярус. Юрские породы выполняют глубокий прогиб во впадине, который большинством исследователей рассматривается как наложенная структура. Меловые и кайнозойские отложения аналогичны таковым Молдавской плиты.

| Стратиграфическая шкала | | | Индекс | Литологическая колонка | Максимальная мощность, м | Состав пород | |
|-------------------------|----------------|-------------|----------------|------------------------|----------------------------------|---|--|
| Группа | Система | Отдел | | | | | |
| Кайнозойская | Четвертичная | | Q | | 20 | Суглинки, пески, глины | |
| | Нэзеновая | Плиоцен | N ₂ | | 53 | Пески, глины, галечники | |
| | | Миоцен | N ₁ | | 260 | Пески, глины, известняки | |
| | Палеогеновая | Олигоцен | P | | 15 | Глины, песчаники | |
| Зоцен | | | | | 155 | Глины, пески, мергели | |
| Мезозойская | Меловая | Верхний | K ₂ | | 210 | Песчий мел, известняки | |
| | | Нижний | K ₁ | | 11 | Песчаники | |
| | Юрская | Верхний | J ₃ | | 540 | Глины, гипсы, известняки, песчаники | |
| | | Средний | J ₂ | | 100 | Глины | |
| Палеозойская | Силурийская | Верхний | S ₂ | | 1200 | Аргиллиты, алевролиты, известняки, доломиты | |
| | | Нижний | S ₁ | | 220 | Известняки, доломиты | |
| | Ордовик | Верхний | O ₃ | | 40 | Известняки, песчаники | |
| | | Кембрийская | Средний | E ₂ | | 340 | Песчаники, аргиллиты, алевролиты |
| Нижний | E ₁ | | | 300 | Песчаники, аргиллиты, алевролиты | | |
| Вендский комплекс | | | | Vou | | 190 | Песчаники, аргиллиты, переслаивание аргиллитов и алевролитов |
| Рифейская | | | | RF | | 320 | Переслаивание аргиллитов и алевролитов, гнейсы, песчаники, диабазы, гнейсы, кварциты |
| Архейская | | | | AR | | 1600 | Граниты, плагиограниты, габбро, чарнокиты |

Рис. 8. Сводная стратиграфическая колонка Молдавской плиты

| Стратиграфическая шкала | | | Индекс | Лито-логическая колонка | Максимальная мощность, м | Состав пород | |
|-------------------------|--------------|------------------|----------------|-------------------------|--------------------------|--|---|
| Група | Система | Отдел | | | | | |
| Кайнозойская | Четвертичная | | Q | | 10 | Суглинки | |
| | Неогеновая | Плиоцен | N ₂ | | 43 | Пески, глины | |
| | | Миоцен | N ₁ | | 280 | Пески, глины, мергели, известняки | |
| Мезозойская | Палеогеновая | Зоцен | P ₂ | | 100 | Известняки, мергели, глины | |
| | | Верхний | K ₂ | | 30 | Песч. мел | |
| | Меловая | Нижний | K ₁ | | 530 | Глины, конгломераты, известняки, песчаники, алевролиты | |
| | | Юрская | Верхний | J ₃ | | 1770 | Пестроцветные глины, песчаники, граувакты, гипсы, ангидриты, глины, известняки, мергели, песчаники. |
| | Средний | | J ₂ | | 1660 | Аргиллиты, песчаники, алевролиты, известняки, мергели. | |
| | Триасовая | | T | | 640 | Алевролиты пестроцветные песчаники, конгломераты, брекчии. | |
| | Палеозойская | Пермская | | P | | 1000 | Аргиллиты, алевролиты, известняки, песчаники, гипсы, ангидриты. |
| | | | | C | | 160 | Доломиты, известняки, аргил. |
| | | Каменно-угольная | Верхний | D ₃ | | 200 | Известняки, метамор. аргил. |
| | | | Средний | D ₂ | | 820 | Известняки метаморфизованные, переслаивание ангидритов, доломитов и известняков. |
| Девонская | Нижний | D ₁ | | 200 | Песчаники, алевролиты | | |

Рис. 9. Сводная стратиграфическая колонка Молдавской впадины



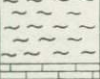







| Стратиграфическая шкала | | | Индекс | Литологическая колонка | Максимальная мощность, м | Состав пород |
|-------------------------|-----------------------|------------|------------------|---|--------------------------|--|
| Группа | Система | Отдел | | | | |
| К а й н о з о й с к а я | Четверт. | | Q |  | 15 | суглинки, глины, песок |
| | Н е о г е н н о в а я | Плиоцен | N ₂ |    | 150 | пески, известняки, глины |
| | | Миоценовый | N ₁ |    | 450 | глины, алевролиты, пески, |
| Мезозойская | Триасовая | Верхний | T ₂₊₃ |  | 36 | филлиты, известняки метаморфизованные |
| | | Средний | T ₁ |  | 60 | гравелиты, филлиты, каналамерты |
| Палеозойская | Каменно-угольная | | C |  | 50 | известняки метаморфизованные, переслаивание аргиллитов и алевролитов |

Рис. 10. Сводная стратиграфическая колонка района Скифской плиты

Скифская плита занимает крайнюю южную часть рассматриваемой территории. По глубинному шву она сочленяется с Молдавской впадиной. Основанием Скифской плиты служит фундамент, представленный девонскими, каменноугольными и нижнетриасовыми (?) породами. Осадочный чехол сложен триасовыми, неогеновыми и четвертичными накоплениями (рис. 10). Герцинский фундамент обнажается на дневной поверхности в долине р. Дунай и погружается в северо-восточном направлении. Глубина залегания фундамента, по данным бурения, не превышает 600 м. Фундамент разбит большим количеством разломов северо-западного, субмеридионального и субширотного простирания. Структурный план эпигерцинского фундамента представляется в виде систем блоков, значительно смещенных относительно друг друга.

В соответствии с тектонической схемой Днестровско-Прутского междуречья на территории Молдавии выделяются дизъюнктивные дислокации, представленные зонами региональных разломов первого порядка и более мелкими нарушениями.

В рассматриваемом регионе известны наложенные структуры — Предкарпатская и Причерноморская впадины. Предкарпатская впадина — это неогеновая структура, наложенная на Молдавскую и Скифскую плиты. В Молдавии располагается только ее западная, Припрутская часть. Заложение Причерноморской впадины относится к мелу.

Элементы двух крупных тектонических структур (Молдавской и Скифской плит), выделяемые на территории Молдавии, развивались сложно и длительно. Начало становления Молдавской плиты относится к архейскому тектоно-магматическому циклу (сопровождающемуся образованием интрузивных тел и приведшему к консолидации этой части платформы), а Скифской плиты — к байкальскому орогенезу. Молдавская впадина консолидировалась несколько позднее и имеет, вероятно, байкальский складчатый фундамент.

Палеогеографические условия территории Молдавии детально описаны в последней, заключительной главе книги в связи с рассмотрением условий формирования химического состава подземных вод. Следующие три раздела настоящей главы, посвященные изложению результатов исследования ионно-солевого комплекса пород, гидрогеохимии подземных вод Молдавского бассейна и его гидрогеологическому районированию, содержат, кроме того, довольно подробные сведения о литологии отложений осадочного чехла бассейна, что и обусловило краткость приведенной характеристики геологического строения этого района.

Общая характеристика

В этом разделе приводятся результаты исследования ионно-солевого комплекса пород по всему разрезу Молдавского бассейна, выполненные в соответствии с методикой, изложенной в I главе книги.

Досилурийские породы представлены толщами ордовика, нижнего кембрия, вендского комплекса, рифея и архея. К ним относятся отложения различного литологического состава, разной мощности и глубины залегания. Гидрогеохимические и минералогические исследования аргиллитов, алевролитов и песчаников рифея и вендского комплекса позволяют дать следующую их характеристику (Козлова, Самарин, 1971).

Аргиллиты состоят преимущественно из гидрослюд или монтмориллонитов и гидрослюд. В отдельных образцах отмечены пирит и органика. Песчаники и алевролиты содержат полевые шпаты (от 15 до 60%), кремнезем (от 40 до 75%); цемент их — хлоритово-карбонатный, повсеместно присутствует (до 2%) пирит.

Результаты анализа водных вытяжек свидетельствуют о том, что искусственные водные растворы в подавляющем большинстве случаев имеют карбонатный тип. Концентрация их колеблется от 0,05 до 1,8 г/л, преобладает 0,1—0,3 г/л. По химическому составу они делятся на три группы:

- < 0,25 г/л; $\text{HCO}_3\text{—Cl—Na (Ca)}$;
- 0,25—0,45 г/л; $\text{HCO}_3\text{—SO}_4\text{—Cl—Na}$;
- > 0,45 г/л; $\text{SO}_4\text{—HCO}_3\text{—Na}$.

Содержание соды в вытяжках всех трех групп примерно одинаково и изменяется от 45 до 55 экв. %.

Вытяжки сульфатного типа (играющие подчиненную роль) имеют минерализацию от 0,1 до 1,4 г/л, чаще до 0,5—0,6 г/л. В интервале до 1 г/л они характеризуются составом $\text{SO}_4\text{—(Cl)—Na—Ca—Mg}$, после 1 г/л — $\text{SO}_4\text{(Cl)—Na—Mg—Ca}$. Следует отметить, что во всем диапазоне изменения минерализации среди анионов резко преобладает сульфат-ион, а главные катионы присутствуют примерно в равных количествах.

Отжимы из пород, также как и вытяжки, имеют преимущественно карбонатный тип, концентрация их изменяется от 1,9 до 4,8 г/л. Химический состав вод — $\text{HCO}_3\text{(Cl)—Cl(HCO}_3\text{)—Na}$ или (реже) $\text{SO}_4\text{—HCO}_3\text{—Na}$. Количество соды в них колеблется от 27 до 50 экв. %. Отжимы сульфатного типа характеризуются более высокой минерализацией, достигающей 13,2 г/л; по составу они $\text{SO}_4\text{—Cl—Na (Ca или Mg)}$.

Сопоставление степени засоленности пород, по данным водных вытяжек и отжимов, показывает, что в основном сумма со-

лей, полученная путем отжима, ниже, чем в вытяжках (примерно в 2—5 раз). Такое несоответствие свидетельствует о том, что воднорастворимые соли находятся преимущественно в твердой фазе и при большом соотношении порода — вода (т. е. в процессе приготовления вытяжки) переходят в раствор. Однако в ряде случаев и вытяжка, и отжим дают примерно одинаковую величину засоленности. Совпадение наблюдается главным образом при исследовании образцов аргиллита повышенной засоленности. В качестве примера можно привести результаты анализа двух образцов аргиллита, отобранных с глубины около 1000 м в Центральной Молдавии¹:

| Вытяжка | Отжим |
|--|---|
| 0,29 $\frac{\text{SO}_{30}^4 \text{Cl}_9 \text{HCO}_3^1}{\text{Na}_{78} \text{Ca}_{13} \text{Mg}_8}$ | 0,173 $\frac{\text{SO}_{83}^4 \text{Cl}_{15} \text{HCO}_3^3}{\text{Na}_{75} \text{Mg}_{15} \text{Ca}_{10}}$ |
| 0,28 $\frac{\text{SO}_{80}^4 \text{Cl}_{10} \text{HCO}_3^1}{\text{Na}_{64} \text{Ca}_{24} \text{Mg}_{12}}$ | 0,212 $\frac{\text{SO}_{90}^4 \text{Cl}_9 \text{HCO}_3^1}{\text{Na}_{63} \text{Mg}_{28} \text{Ca}_9}$ |

Необходимо подчеркнуть, что во всех случаях наиболее концентрированные вытяжки и отжимы сульфатные по химическому типу и содержат преимущественно сульфаты натрия, магния и кальция; хлорид натрия в них присутствуют в резко подчиненном количестве.

Вытяжки и отжимы из образцов аргиллита, характеризующихся низкой степенью засоленности, как правило, не совпадают по сумме солей. Примером могут служить образцы, отобранные с глубины 100—200 м из скважин, пробуренных в Северной Молдавии:

| Вытяжка | Отжим |
|---|--|
| 0,1 $\frac{\text{HCO}_{65}^3 \text{Cl}_{22} \text{SO}_{13}^4}{\text{Na}_{92} \text{Ca}_6 \text{Mg}_2}$ | 0,033 $\frac{\text{Cl}_{37} \text{HCO}_{32}^3 \text{SO}_{31}^4}{\text{Na}_{91} \text{Mg}_6 \text{Ca}_3}$ |
| 0,08 $\frac{\text{Cl}_{51} \text{HCO}_{31}^3 \text{SO}_{18}^4}{\text{Na}_{84} \text{Ca}_8 \text{Mg}_8}$ | 0,034 $\frac{\text{Cl}_{65} \text{SO}_{28}^4 \text{HCO}_{17}^3}{\text{Na}_{90} \text{Mg}_6 \text{Ca}_4}$ |

При малой засоленности аргиллитов в приготовленных из них искусственных растворах главная роль принадлежит соде и хлориду натрия; последний, по-видимому, находится в поровых растворах аргиллитов.

Адсорбированные катионы определены в образцах аргиллитов и песчаников. Емкость поглощения аргиллитов колеблется от 4,26 до 23,37 мг-экв/100 г породы. Среди поглощенных ионов преобладает натрий, его количество составляет от 3,2 до 19,2, кальций присутствует от 0,43 до 3,3, магния — от 0,7 до 1,4 мг-экв/100 г породы. Наблюдается закономерное изменение состава поглощенных катионов аргиллитов по мере погружения пород. Так, на севере главными в составе поглощенных оснований яв-

¹ Здесь и далее слева от формулы приведена сумма солей (в г) на 100 г породы.

ляются магний и кальций. В центральной части Молдавии, где породы погружены на глубину 1000 м и более, обычно преобладает натрий. Низкую емкость поглощения имеют песчаники — сумма катионов составляет в них от 0,67 до 6,8 мг-экв./100 г породы. Количество натрия колеблется от 0,22 до 4,8, кальция — 0,5 до 2,23 и магния — от 0,1 до 1,5 мг-экв./100 г породы. Приведенные цифры свидетельствуют о примерно равном содержании в песчаниках всех трех катионов; с увеличением глубины залегания пород смена кальция и магния на натрий выражена отчетливо.

Отложения *силурийского* возраста распространены на всей территории Молдавии, кроме ее северо-восточной части. На дневной поверхности они нигде не обнажаются. В пределах Молдавской плиты кровля пород постепенно погружается с севера и северо-востока на юг и юго-запад от глубин 40—50 м на северо-западе до 412 м на юге, мощность увеличивается к югу и юго-западу от 28 до 395 м. На склоне плиты породы силура вскрыты на глубине от 956 до 2948 м, мощность толщи достигает 925 м.

Силурийские отложения Молдавской плиты представлены известняками, доломитами и доломитизированными известняками, мергелями и аргиллитами; к юго-западу от линии, проходящей через гг. Бельцы-Оргеев, в разрезе отмечены гипсы и ангидриты. На склоне плиты силурийская толща сложена чередующимися аргиллитами, кристаллическими известняками, известковистыми песчаниками и алевролитами.

По данным электронной микроскопии, алевролиты силурийской толщи состоят в основном из гидрослюдистого и монтмориллонитового материала с небольшой примесью хлорита и серицита.

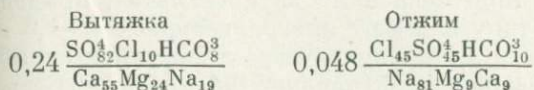
Водные вытяжки, приготовленные из образцов известняка, аргиллита и доломита, по химическому типу в равной мере карбонатные и сульфатные. Концентрация растворов карбонатного типа изменяется в интервале 0,2—0,6 г/л. Они главным образом имеют состав $\text{Cl}-\text{HCO}_3-\text{Na}$ значительно реже $\text{HCO}_3-\text{SO}_4-\text{Na}-\text{Ca}$. Содержание соды составляет примерно 35—40 экв. %.

Концентрация растворов сульфатного типа колеблется от 0,1 до 2,3 г/л. До 0,5 г/л они преимущественно имеют состав $\text{SO}_4-\text{HCO}_3-\text{Na}-\text{Ca}$, после 0,5 г/л — $\text{SO}_4-\text{Cl}-\text{Ca}$. Обращает внимание высокое содержание в них CaSO_4 , количество которого в отдельных случаях достигает 90% от общей суммы солей, перешедших в водную вытяжку. Вытяжки с наибольшим содержанием CaSO_4 получены из образцов, отобранных в скважине, находящейся на участке, где в разрезе силурийской толщи установлены гипсы.

Отжимы из образцов силурийских пород оказались по химическому типу сульфатными. Концентрация их изменяется от 1,4 до 13,4 г/л. Химическая формула большей частью — $\text{Cl}-\text{SO}_4-\text{Na}$; количество хлорида натрия превышает 50 экв. %.

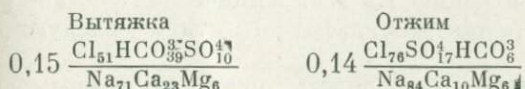
Сравнение величины засоленности, по данным вытяжек и отжимов из доломитов и известняков, свидетельствует о том, что

первые (вытяжки) дают гораздо более высокие результаты (в 1.5—5 раз). Это говорит о преимущественном нахождении воднорастворимых солей в твердой фазе. В качестве примера можно привести анализы вытяжки и отжима из образца доломитизированного известняка, отобранного на глубине около 500 м в Центральной Молдавии:



Приведенный пример показывает, что из твердой фазы в раствор главным образом переходит гипс (вытяжка), тогда как в поровом растворе присутствует сравнительно много хлорида натрия (отжим).

Величина засоленности, по данным вытяжки и отжима, одинакова только в образце аргиллита. Аналогичен и состав растворов, в которых преобладает хлорид натрия (север Молдавии, глубина около 150 м).



Поглощенные ионы определены в известняках (доломитизированных, органогенных) и в аргиллитах. Наибольшее число данных имеется для характеристики известняков. Емкость поглощения их колеблется в широком пределе от 0,85 до 50,2 мг-экв/100 г породы. Наиболее встречающиеся значения превышают 10 мг-экв/100 г породы. Низкая емкость поглощения (1,2 мг-экв/100 г породы) отмечена на самых малых глубинах (интервал 192—194 м). На глубинах 500—700 м емкость поглощения составляет 22,7—50,2 мг-экв/100 г породы. В составе поглощенных катионов органогенных и доломитизированных известняков преимущественно распространен кальций, количество которого достигает 18,6—21,8; магния присутствует 1,8—3,2, натрия — не более 1,2 мг-экв/100 г породы. Аргиллиты, опробованные на сравнительно небольшой глубине (159—204 м), имеют невысокую емкость поглощения — 8,7—11,2, в них на первом месте находится натрий — до 5,7, на втором, кальций — до 3,7, на третьем — магний до 1,8 мг-экв/100 г породы.

Юрские отложения известны только на склоне Молдавской плиты и в пределах Молдавской впадины. Они представлены толщами J_2 (бат-байос), и J_3 (келловей-оксфорд и кимеридж-титон).

Породы бат-байоса лежат с угловым и стратиграфическим несогласием на подстилающих толщах. Глубина залегания кровли их колеблется от 500 до 1700 м. На склоне Молдавской плиты они представлены аргиллитами с маломощными прослоями алевролитов, общей мощностью до 108 м; в пределах впадины — аргиллитами, алевролитами и песчаниками, мощность их колеблется

от 30—40 м на северо-восточном и юго-западном бортах впадины до 1660 м в центральных ее районах.

Ионно-солевой комплекс изучен по образцам одной скважины, вскрывшей толщу аргиллитов, известняков и песчаников в интервале 892—1000 м.

Водные вытяжки, приготовленные из аргиллитов, принадлежат к карбонатному типу и имеют минерализацию 0,4—1,0 г/л; вытяжки из известняков и песчаников характеризуются сульфатным типом, минерализация их составляет 0,5—1,1 г/л. Во всем диапазоне изменения минерализации химический состав вытяжек как содового, так и сульфатного типа близок и описывается формулой $\text{Cl}-\text{SO}_4-\text{Na}$.

Содержание соды в вытяжках карбонатного типа низкое и изменяется в пределах 5—10 экв. %.

Отжимы получены из образцов аргиллитов и органогенно-обломочного известняка. Два отжима из трех принадлежат к сульфатному типу с минерализацией 16,4—23,5 г/л, отжим карбонатного типа имеет концентрацию 7,7 г/л. Химический состав растворов как содового, так и сульфатного типа следующий: $\text{Cl}-(\text{SO}_4)-\text{Na}-(\text{Ca})$.

Сопоставление степени засоленности пород, по данным водных вытяжек и отжимов, свидетельствует о преимущественном нахождении воднорастворимых солей в поровых растворах.

| Вытяжка | Отжим |
|---|--|
| 0,24 $\frac{\text{Cl}_{50}\text{SO}_{38}^4\text{HCO}_{11}^3}{\text{Na}_{90}\text{Ca}_7\text{Mg}_3}$ | 0,17 $\frac{\text{Cl}_{60}\text{SO}_{28}^4\text{HCO}_{12}^3}{\text{Na}_{90}\text{Ca}_5\text{Mg}_5}$ |
| 0,44 $\frac{\text{Cl}_{75}\text{SO}_{13}^4\text{HCO}_{12}^3}{\text{Na}_{98}\text{Ca}_5\text{Mg}_2}$ | 0,35 $\frac{\text{Cl}_{83}\text{SO}_{10}^4\text{HCO}_7^3}{\text{Na}_{92}\text{Ca}_5\text{Mg}_3}$ |
| 0,44 $\frac{\text{Cl}_{58}\text{SO}_{37}^4\text{HCO}_5^3}{\text{Na}_{54}\text{Ca}_{37}\text{Mg}_9}$ | 0,48 $\frac{\text{Cl}_{80}\text{SO}_{16}^4\text{HCO}_4^3}{\text{Na}_{74}\text{Ca}_{15}\text{Mg}_{11}}$ |

Во всех случаях выявилась практически полная аналогия между составами вытяжек и отжимов: и в тех и в других преобладает хлорид натрия, значительная роль принадлежит также сульфатным солям.

Адсорбированные ионы определены в образцах аргиллитов и известняков. Емкость поглощения аргиллитов составляет 12,9—18,4 мг-экв/100 г породы, среди поглощенных катионов явно преобладает натрий, которого содержится 8,9—13 мг-экв/100 г породы. Низкую емкость поглощения имеет органогенно-обломочный известняк (до 1,75 мг-экв/100 г породы).

Породы келловейского и оксфордского ярусов на подстилающих толщах лежат трансгрессивно. Накопления оксфорда представлены в северо-восточной части обломочными отложениями, органогенными и рифовыми известняками, в центре — пестроцветными глинами с прослоями доломитизированных известняков, алевролитов и песчаников, в юго-восточной — песчанистыми известняками. Рифовые известняки тянутся полосой с запада-

северо-запада на восток-юго-восток. К келловейским отложениям относятся песчаники, мергели и известняки с прослоями глин. Мощность келловей-оксфордской толщи неодинакова. Обычно в купольной части отдельных структур она составляет всего лишь около 50 м, в то время как на крыльях складок достигает 450 м.

Ионно-солевой комплекс келловей-оксфордских пород изучен по одной скважине в интервале 636—811 м, где вскрыты известняки, глинистые известняки, глины и мергели.

Водные вытяжки из этих пород имеют главным образом карбонатный тип с концентрацией 0,2—0,9 г/л. По химическому составу выделяется три группы вытяжек:

$$< 0,4 \text{ г/л; } \text{HCO}_3\text{—SO}_4\text{—Cl—Na—(Ca);}$$

$$0,4\text{—}0,6 \text{ г/л; } \text{SO}_4\text{—Cl—HCO}_3\text{—Na—(Ca);}$$

$$> 0,6 \text{ г/л; } \text{Cl—SO}_4\text{—Na.}$$

Содержание соды в вытяжках снижается от первой к третьей группе от 60 до 15 экв. %.

Отжимы получены из двух образцов глинистого известняка. Они характеризуются сульфатным типом и имеют минерализацию 23 и 38 г/л. Химический состав их описывается формулой $\text{Cl—SO}_4\text{—Na—(Ca)}$.

По двум образцам глинистого известняка видно, что степень засоленности пород, полученная методами вытяжки и отжима, примерно одинакова.

| Вытяжка | Отжим |
|---|---|
| 0,38 $\frac{\text{Cl}_{61}\text{SO}_{32}^4\text{HCO}_{17}^3}{\text{Na}_{96}\text{Ca}_3\text{Mg}_1}$ | 0,24 $\frac{\text{Cl}_{60}\text{SO}_{34}^4\text{HCO}_6^3}{\text{Na}_{81}\text{Ca}_{12}\text{Mg}_7}$ |
| 0,41 $\frac{\text{Cl}_{62}\text{SO}_{21}^4\text{HCO}_{17}^3}{\text{Na}_{97}\text{Ca}_2\text{Mg}_1}$ | 0,44 $\frac{\text{Cl}_{80}\text{SO}_{17}^4\text{HCO}_3^3}{\text{Na}_{91}\text{Ca}_5\text{Mg}_4}$ |

Преобладает хлорид натрия, значительная роль принадлежит сульфатам.

Емкость поглощения глинистых известняков составляет 3,3—19,3 мг-экв/100 г породы. Среди адсорбированных катионов преобладает натрий (до 13,8), кальций занимает второе место (до 4,1), магний — третье (до 1,9 мг-экв/100 г породы).

Отложения кимеридж-титонского возраста на подстилающих породах залегают трансгрессивно. Представлены они пестроцветными глинами, алевролитами, песчаниками, гипсами и ангидритами. По мере погружения склона Молдавской плиты наблюдается постепенное замещение гипсово-ангидритовых пород песчано-глинистыми. Суммарная мощность кимеридж-титонской толщи очень изменчива: на севере и юге всего несколько метров, на западе — 200 м, на юго-востоке до 500 м.

Ионно-солевой комплекс пород изучен по двум скважинам в интервале 685—916 м 1031—1228 м на образцах глин, песчаных глин, песчаников и ангидритов.

Минералогический анализ образцов глин свидетельствует о том, что глины верхов кимеридж-титонских отложений состоят почти нацело из очень тонкодисперсного каолинита с незначительной примесью гидрослюд, в то время как глины нижней части разреза имеют преимущественно гидрослюдистый состав с примесью окислов железа и кальцита (до 16%).

Водные вытяжки из образцов кимеридж-титонских пород принадлежат главным образом к карбонатному типу и имеют минерализацию 0,2—1,4 г/л (преобладающие значения 0,2—0,7 г/л). По химическому составу выделяется две группы вытяжек:

$$\begin{aligned} < 1,1 \text{ г/л; Cl—HCO}_3\text{—Na;} \\ > 1,1 \text{ г/л; Cl—SO}_4\text{—Na.} \end{aligned}$$

Содержание соды в вытяжках первой группы составляет около 40 экв. % и снижается во второй группе до 5 экв. %.

Отжимы получены главным образом из образцов глин, единичные определения имеются для песчаников и ангидритов. Отжимы оказались в основном сульфатного типа с величиной минерализации 8,8—36,5 г/л. Химический состав их описывается формулой $\text{Cl—SO}_4\text{—Na—(Ca)}$.

Из двух образцов песчанистой глины отжимы принадлежат к содовому типу с концентрацией 12,2—13,1 г/л. Они имеют состав $\text{Cl—(HCO}_3\text{)—Na}$. Содержание соды не превышает 4 экв. %.

О распределении солей между твердой фазой пород и поровым раствором можно судить на основе сопоставления данных водных вытяжек и отжимов. Для глинистых образцов получено:

| Вытяжка | Отжим |
|--|--|
| $0,69 \frac{\text{Cl}_{73}\text{SO}_{22}^4\text{HCO}_5^3}{\text{Na}_{96}\text{Mg}_2\text{Ca}_2}$ | $0,83 \frac{\text{Cl}_{89}\text{SO}_7^4\text{HCO}_4^3}{\text{Na}_{88}\text{Ca}_6\text{Mg}_6}$ |
| $1,0 \frac{\text{Cl}_{54}\text{SO}_{12}^4\text{HCO}_3^3}{\text{Na}_{83}\text{Ca}_{13}\text{Mg}_4}$ | $0,84 \frac{\text{Cl}_{80}\text{SO}_{15}^4\text{HCO}_5^3}{\text{Na}_{82}\text{Mg}_9\text{Ca}_9}$ |
| $0,31 \frac{\text{Cl}_{60}\text{HCO}_{33}^3\text{SO}_7^4}{\text{Na}_{93}\text{Ca}_5\text{Mg}_2}$ | $0,23 \frac{\text{Cl}_{88}\text{HCO}_6^3\text{SO}_6^4}{\text{Na}_{92}\text{Ca}_5\text{Mg}_3}$ |

Во всех случаях видна хорошая сходимость степени засоленности глин (полученная методом вытяжки и отжима), преобладание хлорида натрия в составе солей и заметная роль сульфатов.

Исследования образцов песчаников и ангидрита дали иные результаты.

| Вытяжка | Отжим |
|---|---|
| $1,6 \frac{\text{SO}_{84}^4\text{Cl}_{15}\text{HCO}_1^3}{\text{Ca}_{57}\text{Na}_{40}\text{Mg}_3}$ (песчаник) | $0,068 \frac{\text{Cl}_{89}\text{HCO}_3^3\text{SO}_4^4}{\text{Na}_{83}\text{Ca}_{10}\text{Mg}_7}$ |
| $1,27 \frac{\text{SO}_{96}^4\text{Cl}_3\text{HCO}_1^3}{\text{Ca}_{93}\text{Na}_6\text{Mg}_1}$ (ангидрит) | $0,057 \frac{\text{Cl}_{54}\text{SO}_{36}^4\text{HCO}_{10}^3}{\text{Na}_{75}\text{Ca}_{16}\text{Mg}_9}$ |

Приведенные анализы показывают, что из образцов песчаника и ангидрита отжимы менее минерализованы по сравнению с вытяжками и отличаются один от другого по составу: в первых преобладают хлориды натрия, тогда как вторые содержат преимущественно растворенный сульфат кальция.

Таким образом, в глинах воднорастворимые соли находятся в поровом растворе и представлены преимущественно хлоридом натрия, концентрация которого достигает значительных величин. В песчаниках, также как и в ангидритах, воднорастворимые соли (главным образом CaSO_4) присутствуют в твердой фазе.

Адсорбированные ионы изучены в образцах глин, песчаников и ангидрита. Наибольшее количество данных имеется для глин. Емкость поглощения их колеблется в сравнительно узком интервале от 13 до 22 мг-экв/100 г породы, во всех случаях в составе поглощенных катионов преобладает натрий, содержание которого изменяется от 9 до 18 мг-экв/100 г породы. Емкость поглощения песчаников составляет от 4,9 до 44,7 мг-экв/100 г породы, преобладает либо кальций (1,79), либо натрий (25,3). Самой низкой емкостью поглощения характеризуется ангидрит — 2,18 мг-экв/100 г породы.

Нижнемеловая толща изучена по двум скважинам, расположенным в Молдавской впадине и вскрывающим глинистые накопления с прослоями песчаников.

Ионно-солевой комплекс исследован во всем объеме по образцам глин и песчаников, отобранным из одной скважины в интервале 582—1019 м. По данным термического анализа и электронной микроскопии, глины состоят из тонкодисперсной гидрослюды, содержащей примесь тонкодисперсного каолинита, в породе присутствует до 10% кальцита.

Водные вытяжки принадлежат к карбонатному типу. Концентрация их колеблется от 0,22 до 0,9 г/л. По составу они делятся на две группы:

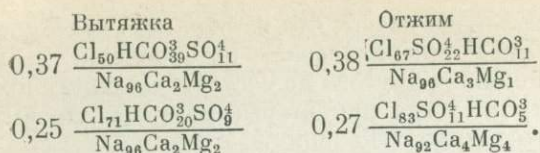
$< 0,6$ г/л; $\text{HCO}_3\text{—Cl—Na}$;

$> 0,6$ г/л; $\text{Cl—HCO}_3\text{—Na}$.

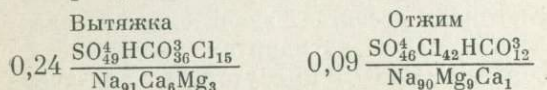
Содержание соды в вытяжках уменьшается от 77 до 30 экв. %.

Отжимы получены из образцов глины, глинистого песчаника и песчаника, они содового и сульфатного типа, концентрация их — от 8,2 до 23,4 г/л, состав — $\text{Cl—(SO}_4\text{)—Na}$ (вытяжки из глин и глинистого песчаника). Количество соды низкое и не превышает 2—7 экв. %.

Сопоставление засоленности пород, по данным вытяжек и отжимов, свидетельствует о нахождении легководнорастворимых солей в поровых растворах глинистых образцов, их преимущественно хлоридно-натриевом составе и сравнительно высоком содержании сульфатов.



В образце песчаника распределение солей несколько иное:

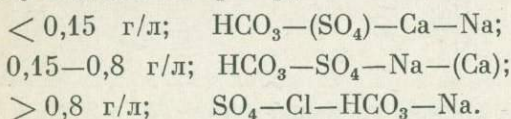


Приведенные данные показывают, что соли (сульфатные и карбонатные) присутствуют главным образом в твердой фазе; в поровом растворе солей сравнительно мало и основную роль среди них играют сульфаты и хлорида натрия.

Емкость поглощения глин достигает 28,3 мг-экв/100 г породы, в составе адсорбированных ионов преобладает натрий (до 12,2), кальций и магний разделяют второе и третье места. Емкость поглощения песчаников значительно ниже до 6,2 мг-экв/100 г породы, но и в них первое место принадлежит натрию (до 3,2).

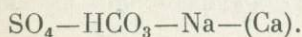
Отложения *верхнемелового* возраста распространены почти на всей территории республики, кроме ее юго-западной части. Представлены они мергелями, писчим мелом, кремнеземистыми известняками, кварц-глауконитовыми песками, песчаниками и другими накоплениями общей мощностью до 240 м. Породы выходят на дневную поверхность на северо-востоке в долине р. Днестр, а южнее широты пос. Каменка они погружаются под более молодые толщи на глубину до 800 м.

Водные вытяжки приготавливались из образцов известняка, глинистого известняка, кремнистого известняка, мергеля, писчего мела и глауконитового песчаника. В подавляющем большинстве случаев вытяжки принадлежат к карбонатному типу. Концентрация их изменяется в интервале 0,1—0,9 г/л. По химическому составу выделяется три группы вытяжек:



Резко преобладают вытяжки второй группы. Содержание соды изменяется от 15 до 70 экв.%, достигая максимума в вытяжках второй группы.

Отжимы получены из образцов известняка, глинистого и кремнистого известняка, писчего мела, мергеля и глауконитового песчаника. Так же как и вытяжки, отжимы в основном относятся к карбонатному типу. Концентрация их колеблется от 1,85 до 4,25 г/л, по химическому составу они описываются формулой:



Содержание соды в поровых растворах довольно низкое и изменяется от 6 до 20 экв. %.

Отжимы сульфатного типа имеют концентрацию 2,5—6,4 г/л, состав $\text{SO}_4\text{—Cl—Na—(Ca)}$.

Сопоставление степени засоленности пород, найденной методом водных вытяжек и отжимов, свидетельствует о том, что в большинстве литологических разностей верхнемеловых пород воднорастворимые соли находятся преимущественно в твердой фазе. В качестве примера можно привести следующие данные:

| Вытяжка | | Отжим | |
|---------|---|-------|--|
| 0,35 | $\frac{\text{HCO}_{62}^3\text{SO}_{38}^4\text{Cl}_4}{\text{Na}_{86}\text{Mg}_{10}\text{Ca}_4}$ (известняк) | 0,10 | $\frac{\text{SO}_{69}^4\text{HCO}_{22}^3\text{Cl}_9}{\text{Na}_{84}\text{Ca}_{15}\text{Mg}_1}$ |
| 0,35 | $\frac{\text{SO}_{69}^4\text{HCO}_{25}^3\text{Cl}_6}{\text{Na}_{95}\text{Ca}_3\text{Mg}_2}$ (известняк глинистый) | 0,15 | $\frac{\text{SO}_{49}^4\text{HCO}_{53}^3\text{Cl}_{18}}{\text{Na}_{85}\text{Mg}_9\text{Ca}_6}$ |

Только в образце мергеля степень засоленности по вытяжке и отжиму оказалась одинаковой, что говорит о присутствии воднорастворимых солей главным образом в поровом растворе:

| Вытяжка | | Отжим | |
|---------|---|-------|---|
| 0,12 | $\frac{\text{HCO}_{64}^3\text{SO}_{31}^4\text{Cl}_5}{\text{Na}_{86}\text{Ca}_9\text{Mg}_4}$ (мергель) | 0,11 | $\frac{\text{HCO}_{75}^3\text{SO}_{15}^4\text{Cl}_{10}}{\text{Na}_{98}\text{Ca}_2}$ |

Обращает внимание очень низкое содержание хлоридов натрия как в вытяжках, так и в отжимах, примерно одинаковый состав тех и других, представленный сульфатом и гидрокарбонатом натрия.

Поглощенные катионы изучены на образцах различного литологического состава. Наибольшее количество данных имеется для характеристики известняков и глинистых известняков. Емкость поглощения их колеблется в широком интервале от 2,16 до 56,27 мг-экв/100 г породы. Намечается зависимость величины емкости поглощения и состава адсорбированных ионов от глубины залегания известняков. На малых глубинах (до 116 м) емкость поглощения составляет 2,1—4,2. Главную роль среди катионов играет кальций, содержание которого достигает 2,57 мг-экв/100 г породы. С увеличением глубины залегания известняков емкость поглощения возрастает до 10,8—51,6 и растет относительная роль натрия, количество которого изменяется от 7,6 до 24,5 мг-экв/100 г породы.

Породы палеогена распространены в центральной и южной частях Молдавии примерно от широты г. Дубоссары. Они представлены мергелями, глауконитовыми песками, песчанистыми глинами, известняками, известковистыми песчаниками и глинисто-кремнистыми породами. Глубина залегания (от 230 до 696 м) и мощность (от 5—10 м до 110 м) их увеличивается с севера на юг.

Ионно-солевой комплекс пород палеогена изучен только по одной скважине, расположенной в области Молдавской впадины. В этой скважине к палеогену относятся глауконитовые

песчаники, выше залегают мелоподобные мергели, еще выше сменяющиеся глинами. По данным электронной микроскопии и термического анализа, глины состоят из разбухающей гидрослюды, в одном образце — с большой примесью каолинита. Отмечены иголки магнезиального силиката, примесь закисного железа и в одном образце — до 14% кальцита.

Водные вытяжки приготовлены преимущественно из образцов глин и мергелей, единичные вытяжки получены из известняка и глауконитового песчаника. Все вытяжки принадлежат к карбонатному типу, их концентрация изменяется от 0,12 до 0,88 г/л. По составу они главным образом $\text{HCO}_3\text{—Cl—(SO}_4\text{)—Na—(Ca)}$, реже $\text{Cl—HCO}_3\text{—Na}$. Содержание соды в них колеблется от 5 до 35 экв.‰.

Отжимы, полученные из образцов известковистых глин и мергеля, также оказались карбонатного типа. Их концентрация составляет 4,9—8,7 г/л. Химический состав во всем диапазоне изменения минерализации одинаков и может быть охарактеризован формулой $\text{Cl—SO}_4\text{—Na}$. Содержание соды 9—15 экв.‰.

Сопоставление степени засоленности пород, по данным вытяжек и отжимов, свидетельствует о примерном совпадении величин, найденных тем и другим путем, что говорит о нахождении воднорастворимых солей преимущественно в поровом растворе глин.

| Вытяжка | Отжим |
|---|---|
| $0,34 \frac{\text{HCO}_3^3\text{Cl}_{24}\text{SO}_4^4}{\text{Na}_{97}\text{Ca}_2\text{Mg}_1}$ | $0,39 \frac{\text{Cl}_{54}\text{SO}_4^4\text{HCO}_3^3}{\text{Na}_{95}\text{Ca}_3\text{Mg}_2}$ |
| $0,44 \frac{\text{HCO}_3^3\text{SO}_4^4\text{Cl}_{25}}{\text{Na}_{96}\text{Ca}_2\text{Mg}_2}$ | $0,28 \frac{\text{Cl}_{42}\text{SO}_4^4\text{HCO}_3^3}{\text{Na}_{95}\text{Ca}_4\text{Mg}_1}$ |
| $0,33 \frac{\text{Cl}_{53}\text{HCO}_3^3\text{SO}_4^4}{\text{Na}_{94}\text{Ca}_3\text{Mg}_3}$ | $0,37 \frac{\text{Cl}_{60}\text{SO}_4^4\text{HCO}_3^3}{\text{Na}_{97}\text{Mg}_2\text{Ca}_1}$ |

По составу вытяжки и отжимы различны — в первых большое значение имеет сода, тогда как во вторых — хлорид и сульфат натрия.

Емкость поглощения пород изменяется от 10,6 до 39,7 мг-экв/100 г породы и максимальна в мергелях. Среди адсорбированных катионов во всех случаях резко преобладает натрий, количество которого достигает 34,4 мг-экв/100 г породы.

Тортонские отложения широко распространены на территории Молдавии. Отсутствуют они лишь на северо-востоке, юго-востоке и крайнем юго-западе. Разрезы тортонских отложений отличаются пестротой и невыдержанностью литологического состава по простиранию. Так, в центральной части Молдавии они представлены песками, песчаниками и глинами, в Припрутье — известняками с прослоями мергелей. На крайнем северо-западе вскрыты гипсы мощностью до 27 м. В западной Молдавии (ближе к долине р. Прут) располагается зона тортонских рифовых массивов, образующих скалистые гряды северо-западного простира-

ния. Максимальная мощность тортоных отложений составляет 70 м.

Вытяжки и отжимы приготовлены из трех образцов известняка и одного образца глины, отобранных в центральной и южной частях Молдавии в интервалах 250—265 и 611—617 м соответственно.

Концентрация вытяжек изменяется от 0,3 до 0,74 г/л, химический тип — карбонатный и сульфатный, состав $\text{HCO}_3\text{—SO}_4\text{—Na—Ca}$ и $\text{SO}_4\text{—HCO}_3\text{—Na(Ca)}$, содержание соды колеблется от 26 до 50 экв. %. Отжимы имеют концентрацию от 2,1 до 4,2 г/л, состав $\text{SO}_4\text{—HCO}_3\text{—Na}$ и (в одном случае) $\text{Cl—SO}_4\text{—Na}$, количество соды в них до 30 экв. %.

Сопоставление вытяжек и отжимов свидетельствует о нахождении воднорастворимых солей преимущественно в твердой фазе пород:

| Вытяжка | Отжим |
|--|--|
| 0,22 $\frac{\text{SO}_{83}^4\text{HCO}_{14}^3\text{Cl}_2}{\text{Ca}_{59}\text{Mg}_{23}\text{Na}_{18}}$ | 0,022 $\frac{\text{Cl}_{43}\text{SO}_{31}^4\text{HCO}_{26}^3}{\text{Na}_{76}\text{Mg}_{24}}$ |
| 0,22 $\frac{\text{HCO}_{61}^3\text{SO}_{31}^4\text{Cl}_5}{\text{Na}_{90}\text{Ca}_6\text{Mg}_4}$ | 0,113 $\frac{\text{SO}_{60}^4\text{HCO}_{33}^3\text{Cl}_7}{\text{Na}_{94}\text{Mg}_4\text{Ca}_2}$ |
| 0,37 $\frac{\text{SO}_{90}^4\text{HCO}_9^3\text{Cl}_1}{\text{Ca}_{57}\text{Na}_{39}\text{Mg}_4}$ | 0,057 $\frac{\text{SO}_{71}^4\text{HCO}_{14}^3\text{Cl}_{15}}{\text{Na}_{92}\text{Ca}_4\text{Mg}_2}$ |

Обращает внимание низкое содержание хлоридов как в вытяжках, так и в отжимах при относительно большом количестве сульфатных солей.

Емкость поглощения известняков изменяется от 0,9 до 10,1 мг-экв/100 г породы. Во всех случаях преобладающим катионом является натрий (до 8,4 мг-экв/100 г породы); кальций и магний играют примерно равную роль.

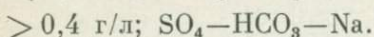
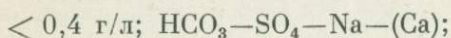
Породы *нижнего сармата* распространены на всей территории Молдавии, исключая отдельные участки на юге. Представлены они известняками, карбонатными глинами, песками, песчаниками и мергелями. Мощность их различна и увеличивается по направлению с севера на юг и с севера на запад, достигая 100 м и более. На севере территории породы выходят на дневную поверхность и прослеживаются в долинах рек Днестр, Прут, Реут и их крупных притоков. Южнее они погружаются и вскрыты на различной глубине (30—450 м и более) большим количеством скважин.

Ионно-солевой комплекс нижнесарматских пород в объеме всех его составных частей изучался по всему разрезу (Самарин, 1975).

Минералогический состав пород исследовался по трем скважинам, вскрывшим толщу слоистых известняков, в основании которых залегают прослой глины. Микроскопический анализ известняков показал, что они имеют оолитовокомковатое строение

с карбонатной цементирующей массой, со следами выделения вторичного карбоната; отмечаются рассеянные мельчайшие зернышки пирита. В одном из образцов обнаружены включения глауконита. По данным электронной микроскопии, глины состоят преимущественно из гидрослюд с примесью каолинита. Термический анализ отметил в глинах содержание пирита и около 16% кальцита.

Водные вытяжки приготавливались из известняков — песчаных, кальцитизированных, органогенных, глинистых; в меньшей мере изучены песчаники, глины и мергели. Вытяжки принадлежат к сульфатному и карбонатному типам. Концентрация вытяжек карбонатного типа изменяется от 0,1 до 0,7 г/л, преобладают значения до 0,3 г/л. По химическому составу выделяются две группы вытяжек:



Содержание соды колеблется от 30 до 40 экв. %.

Вытяжки сульфатного типа имеют концентрацию, изменяющуюся от 0,1 до 2,4 г/л. До 1 г/л они имеют состав $\text{SO}_4\text{—HCO}_3\text{—Na—Ca}$, после 1 г/л — $\text{SO}_4\text{—Cl—Na—Ca}$.

Поровые растворы отжаты преимущественно из образцов известняка, единичные данные имеются для характеристики песчаников и мергелей. По химическому типу отжимы оказались в основном карбонатными. Минерализация составляет 1,2—5,0 г/л, состав $\text{SO}_4\text{—HCO}_3\text{—Na—(Mg)}$. Количество соды колеблется от 20 до 70 экв. %.

Отжимы сульфатного типа имеют концентрацию 5,4—30,5 г/л, состав их $\text{SO}_4\text{—HCO}_3\text{—Na—Ca}$ или $\text{Cl—SO}_4\text{—Na}$.

Сопоставление водных вытяжек и отжимов показывает, что они дают различную величину степени засоленности для одних и тех же образцов породы: засоленность более высокая по результатам анализа водных вытяжек и отличается от отжимов в 2—4 раза. Следовательно, для пород нижнего сармата характерно присутствие воднорастворимых солей преимущественно в твердой фазе. Обращает на себя внимание, что и в вытяжках, и в поровых растворах главные соли — это гидрокарбонаты или сульфаты. Роль хлорида натрия весьма невелика. В качестве примера приведем результаты исследования образцов известняка, отобранных из скважин, находящихся на юге Молдавии:

| Вытяжка | Отжим |
|---|--|
| 0,07 $\frac{\text{HCO}_3^3\text{SO}_3^4\text{Cl}_5}{\text{Na}_{56}\text{Ca}_{29}\text{Mg}_{15}}$ | 0,035 $\frac{\text{SO}_{59}^4\text{HCO}_{23}^3\text{Cl}_{18}}{\text{Na}_{91}\text{Ca}_9}$ |
| 0,12 $\frac{\text{HCO}_{74}^3\text{SO}_{17}^4\text{Cl}_9}{\text{Na}_{81}\text{Ca}_{15}\text{Mg}_4}$ | 0,069 $\frac{\text{SO}_{45}^4\text{HCO}_{31}^3\text{Cl}_{24}}{\text{Na}_{89}\text{Ca}_7\text{Mg}_4}$ |

Хлориду натрия большая роль принадлежит только в поровых растворах глинистых известняков крайнего юга Молдавии:

| | |
|--|--|
| Вытяжка | Отжим |
| $0,43 \frac{\text{Cl}_{52}\text{SO}_{46}\text{HCO}_3}{\text{Na}_{64}\text{Ca}_{29}\text{Mg}_{15}}$ | $0,499 \frac{\text{Cl}_{79}\text{SO}_{20}\text{HCO}_3}{\text{Na}_{84}\text{Ca}_{12}\text{Mg}_4}$ |

Емкость поглощения известняков колеблется в пределах от 0,5 до 6,6 мг-экв/100 г породы. В составе катионов главенствуют или магний (до 3,5), или кальций (до 2,3), натрий играет подчиненную роль, и его количество не превышает 2 мг-экв/100 г породы. Высокая емкость поглощения отмечена у мергелей и глинистых известняков (до 34); в составе адсорбированных катионов преобладает магний или натрий (соответственно до 14,6 и 19,6 мг-экв/100 г породы).

Породы *среднесарматского* возраста распространены на всей территории Молдавии. В северной ее части они выходят на поверхность, а южнее кровля их залегает ниже вреза гидрографической сети. Полоса биогермных рифов шириной 4—12 км делит отложения среднего сармата на восточную и западную структурно-фациальные зоны. В западной зоне преобладают карбонатные алевритистые и песчаные глины с прослоями мергелей, известняков, тонко- и мелкозернистых кварцевых песков и песчаников, общая мощность которых достигает 280—340 м. На территории, расположенной к востоку от полосы биогермных рифов, средний сармат сложен преимущественно известняками, с прослоями доломитов и мергелей, мощность их составляет 70—130 м. На юге и юго-востоке Молдавии развиты глины, чередующиеся с известняками, мощностью до 120 м. На юго-западе (Скифская плита) преобладают органогенные известняки, а на крайнем юге — глины и глинистые известняки, мощностью до 100 м.

Водные вытяжки приготавливались из образцов глин и известковистых глин, мергелей и известняков. Большинство вытяжек принадлежит к сульфатному типу. Концентрация вытяжек карбонатного типа изменяется в интервале 0,1—1,5 г/л. По химическому составу можно выделить две группы вытяжек:

$$\begin{aligned} < 0,8 \text{ г/л; } \text{HCO}_3\text{—SO}_4\text{—Na—(Ca);} \\ > 0,8 \text{ г/л; } \text{SO}_4\text{—HCO}_3\text{—Na.} \end{aligned}$$

Содержание соды колеблется от 35 до 55 экв. %.

Вытяжки — сульфатного типа с концентрацией от 0,1 до 2,6 г/л. До 1 г/л они имеют состав $\text{SO}_4\text{—HCO}_3\text{—Na—Ca—Mg}$, после 1 г/л — $\text{SO}_4\text{—Cl—Na—Ca—Mg}$.

Отжимы из пород практического нацело относятся к сульфатному типу. Минерализация их колеблется от 1,76—6,27 г/л (север Молдавии) до 5,8—18,0 г/л (юг Молдавии). Наименее минерализованные отжимы описываются формулой $\text{SO}_4\text{—HCO}_3\text{—Ca—Mg (Mg—Ca)—Na}$, с увеличением минерализации состав меняется на $\text{SO}_4\text{—Cl—Na}$ и $\text{Cl—SO}_4\text{—Na}$.

Для большинства исследованных образцов среднего сармата характерны близкие значения величины степени засоленности, найденной методами водных вытяжек и отжимов. По северу Молдавии (образцы глинистых известняков и глин), это можно проиллюстрировать следующими примерами:

| Вытяжка | Отжим |
|--|--|
| 0,28 $\frac{\text{SO}_{74}^4 \text{HCO}_{22}^3 \text{Cl}_4}{\text{Na}_{40} \text{Ca}_{39} \text{Mg}_{12}}$ | 0,194 $\frac{\text{SO}_{64}^4 \text{HCO}_{19}^3 \text{Cl}_{17}}{\text{Na}_{41} \text{Ca}_{39} \text{Mg}_{27}}$ |
| 0,36 $\frac{\text{SO}_{81}^4 \text{HCO}_{16}^3 \text{Cl}_3}{\text{Ca}_{60} \text{Na}_{29} \text{Mg}_{11}}$ | 0,23 $\frac{\text{SO}_{88}^4 \text{HCO}_6^3 \text{Cl}_5}{\text{Ca}_{59} \text{Mg}_{36} \text{Na}_6}$ |
| 0,19 $\frac{\text{SO}_{84}^4 \text{HCO}_{15}^3 \text{Cl}_1}{\text{Ca}_{42} \text{Na}_{30} \text{Mg}_{28}}$ | 0,21 $\frac{\text{SO}_{89}^4 \text{HCO}_7^3 \text{Cl}_4}{\text{Ca}_{44} \text{Mg}_{32} \text{Na}_{24}}$ |

Обращает внимание полная аналогия составов вытяжек и отжимов в значительной мере сульфатно-щелочноземельных и содержащих очень низкое количество хлорида натрия.

На юге Молдавии (образцы глин и глинистого известняка) состав солей изменяется за счет резкого увеличения роли хлорида натрия; в отжимах последнему нередко принадлежит первое место.

| Вытяжка | Отжим |
|--|---|
| 0,48 $\frac{\text{SO}_{45}^4 \text{HCO}_{42}^3 \text{Cl}_{13}}{\text{Na}_{95} \text{Ca}_4 \text{M}_1}$ | 0,244 $\frac{\text{SO}_{54}^4 \text{Cl}_{29} \text{HCO}_{17}^3}{\text{Na}_{84} \text{Ca}_{10} \text{Mg}_6}$ |
| 0,20 $\frac{\text{SO}_{38}^4 \text{Cl}_{36} \text{HCO}_{26}^3}{\text{Na}_{92} \text{Ca}_5 \text{Mg}_3}$ | 0,212 $\frac{\text{Cl}_{51} \text{SO}_{42}^4 \text{HCO}_4^3}{\text{Na}_{94} \text{Ca}_5 \text{Mg}_1}$ |
| 0,29 $\frac{\text{Cl}_{51} \text{SO}_{42}^4 \text{HCO}_7^3}{\text{Na}_{45} \text{Ca}_{40} \text{Mg}_{15}}$ | 0,270 $\frac{\text{Cl}_{76} \text{SO}_{21}^4 \text{HCO}_3^3}{\text{Na}_{72} \text{Mg}_{17} \text{Ca}_{10}}$ |

Таким образом, для пород среднего сармата характерна довольно четко выраженная закономерность увеличения концентрации (при одной и той же величине степени засоленности пород) поровых растворов по мере погружения толщи с севера на юго-запад и смена сульфатных растворов хлоридными в этом же направлении.

Также закономерно изменяется и состав поглощенных катионов. На севере при емкости поглощения глин и мергелей, колеблющейся от 22,2 до 42,7 мг-экв/100 г породы, главными поглощенные катионы — катионы щелочноземельных элементов: Mg (12,5—16,2) и Ca (7,2—12,7); натрию принадлежит подчиненная роль (0,56—7,1). На юге емкость поглощения глин составляет 10,7—64,3 мг-экв/100 г породы; среди адсорбированных ионов первое место занимает Na (от 6,6 до 50,8). Низкую емкость поглощения — 2,1—3,9 мг-экв/100 г породы имеют известняки.

Породы *верхнего сармата* распространены в центральной и южной частях Молдавии и представлены песчано-глинистыми накоплениями с прослоями песчаных известняков и ракушняка, общей мощностью до 200 м. Кровля пород верхнего сармата погружается к югу и к юго-западу.

Ионно-солевой комплекс исследован на небольшом материале, преимущественно на глинистых образцах, песчанистой глине, в меньшей мере на известняках.

Минералогический состав пород изучался по двум скважинам, вскрывшим глинистую толщу с прослоями ракушечников небольшой мощности. Термические и электронно-микроскопические определения показали, что глины представлены гидрослюдами, содержащими в качестве примеси 7—18% кальцита. Прослои ракушечников определяются как органогенно-оолитовый известняк с отдельными обломками органогенного фосфата с тонкозернистой цементирующей карбонатной массой, содержащей примесь глинистого и алевролитового материала; в породе присутствуют зерна граната, рудных минералов и глауконита.

Водные вытяжки принадлежат нацело к содовому типу и имеют минерализацию 0,1—0,7 г/л. По составу они главным образом $\text{HCO}_3\text{—}(\text{SO}_4)\text{—Na}$; значительно реже — $\text{SO}_4\text{—HCO}_3\text{—Cl—Na}$ и $\text{HCO}_3\text{—Cl—Na}$. Содержание соды колеблется от 40 до 70 экв. %.

Отжимы получены из трех образцов разного литологического состава. Концентрация растворов 4,6—6,73 г/л. Химический состав во всех трех случаях оказался различным.

Сопоставление результатов анализа вытяжек и отжимов из одних и тех же образцов пород показывает, что в глинистых разностях воднорастворимые соли присутствуют преимущественно в поровом растворе, тогда как в известняках находятся в твердой фазе:

| Вытяжка | | Отжим | | | |
|---------|--|-----------|-------|--|--|
| 0,14 | $\frac{\text{HCO}_{81}^3 \text{Cl}_{10} \text{SO}_9^4}{\text{Na}_{81} \text{Ca}_{14} \text{Mg}_5}$ | глина | 0,16 | $\frac{\text{Cl}_{43} \text{HCO}_{29}^3 \text{SO}_{28}^4}{\text{Na}_{82} \text{Mg}_{18}}$ | |
| 0,27 | $\frac{\text{HCO}_{92}^3 \text{SO}_5^4 \text{Cl}_3}{\text{Na}_{93} \text{Ca}_4 \text{Mg}_2}$ | глина | 0,23 | $\frac{\text{SO}_{55}^4 \text{HCO}_{27}^3 \text{Cl}_{18}}{\text{Na}_{93} \text{Ca}_4 \text{Mg}_3}$ | |
| 0,33 | $\frac{\text{SO}_{48}^4 \text{HCO}_{46}^3 \text{Cl}_5}{\text{Na}_{90} \text{Mg}_6 \text{Cl}_4}$ | известняк | 0,056 | $\frac{\text{HCO}_{42}^3 \text{SO}_{27}^4 \text{Cl}_{26}}{\text{Na}_{90} \text{Ca}_8 \text{Mg}_2}$ | |

Емкость поглощения глин верхнего сармата составляет 26—27 мг-экв/100 г породы. Среди поглощенных ионов все три главных катиона присутствуют или примерно в равном количестве, или на первом месте находится натрий.

Породы меотиса развиты на территории Молдавии довольно широко — повсеместно южнее широты г. Бельцы. Представлены они толщей чередующихся песков, глин, песчаников и гравийных пород, суммарной мощностью до 260 м.

Ионно-солевой комплекс исследовался на ограниченном числе образцов, изучению подвергались только глины.

Водные вытяжки принадлежат к содовому типу и имеют концентрацию 0,18—0,5 г/л. До 0,3 г/л они имеют состав $\text{HCO}_3\text{—Cl—Na}$; после 0,3 г/л — $\text{HCO}_3\text{—SO}_4\text{—Na}$. Содержание соды колеблется от 65 до 75 экв. %.

Отжимы также относятся к содовому типу, концентрация их 2,9—4,9 г/л. По составу они $\text{HCO}_3\text{—SO}_4\text{—Na}$ или $\text{HCO}_3\text{—Cl—SO}_4\text{—Na}$. Количество соды изменяется от 35 до 45 экв. %.

Сопоставление результатов анализа водных вытяжек и отжимов свидетельствует о том, что воднорастворимые соли в глинистых породах меотиса находятся в основном в поровых растворах:

| Вытяжка | Отжим |
|---|---|
| 0,22 $\frac{\text{HCO}_{62}^3\text{SO}_{26}^4\text{Cl}_{12}}{\text{Na}_{92}\text{Ca}_4\text{Mg}_3}$ | 0,13 $\frac{\text{HCO}_{47}^3\text{Cl}_{32}\text{SO}_{20}^4}{\text{Na}_{91}\text{Ca}_5\text{Mg}_4}$ |
| 0,21 $\frac{\text{HCO}_{73}^3\text{SO}_{21}^4\text{Cl}_6}{\text{Na}_{95}\text{Ca}_3\text{Mg}_2}$ | 0,14 $\frac{\text{HCO}_{40}^3\text{SO}_{33}^4\text{Cl}_{27}}{\text{Na}_{88}\text{Mg}_7\text{Ca}_5}$ |

Обращает внимание преобладание соды в вытяжках и отжимах при сравнительно низком содержании хлорида натрия.

Емкость поглощения глин меотиса составляет 25,7—31,5 мг-экв/100 г породы. Первое место занимают кальций или натрий, магнию принадлежит подчиненная роль.

Породы *понтического* яруса развиты в южной части Днестро-Прутского междуречья. К ним относятся морские и континентальные толщи, представленные преимущественно терригенными осадками. В разрезе понтических пород установлены от одного до трех прослоев песка, мощностью 3—30 м, разделенных пачками глин. Суммарная мощность от 50 до 100 м.

Ионно-солевой комплекс пород понта исследован только по двум образцам — глинистому песку и глине, отобранным из двух скважин. Получены следующие результаты:

| Вытяжка | Отжим |
|--|--|
| 0,2 $\frac{\text{HCO}_{66}^3\text{SO}_{22}^4\text{Cl}_{12}}{\text{Na}_{92}\text{Ca}_4\text{Mg}_4}$ глинистый песок | 0,28 $\frac{\text{SO}_{61}^4\text{Cl}_{32}\text{HCO}_7^3}{\text{Na}_{94}\text{Mg}_3\text{Ca}_2}$ |
| 0,16 $\frac{\text{HCO}_{84}^3\text{SO}_{10}^4\text{Cl}_6}{\text{Na}_{94}\text{Ca}_3\text{Mg}_3}$ глина | 0,1 $\frac{\text{Cl}_{45}\text{HCO}_{32}^3\text{SO}_{22}^4}{\text{Na}_{96}\text{Mg}_4}$ |

Концентрация водных вытяжек составляет 0,3—0,4 г/л, поровых растворов — 2,6—9,0 г/л. Примерно равная засоленность пород, обнаруженная методом вытяжек и отжима, свидетельствует о нахождении воднорастворимых солей преимущественно в поровом растворе. Емкость поглощения глин достигает 35 мг-экв/100 г породы. В составе поглощенных оснований одинаковая роль принадлежит кальцию и натрию; магний имеет подчиненное значение.

Результаты изучения ионно-солевого комплекса водовмещающих пород Молдавского артезианского бассейна позволяют сделать ряд выводов об отдельных его составных частях: адсорбированных катионах, легководнорастворимых солях и поровых растворах.

Адсорбированные катионы

При изучении адсорбированных катионов в основном исследовались глинистые разности пород, поскольку известно, что именно они способны сорбировать, а значит и отдавать в водный раствор (при реакциях обмена) значительные количества катионов. Песчаные и карбонатные накопления изучены в меньшей степени.

Данные, полученные при исследовании минералогического состава глин, свидетельствуют о сравнительном однообразии глинистого материала: по всей изученной части разреза глины принадлежат к группе гидрослюдов и большей частью в качестве примесей содержат каолинит. Примерно одинакова также и емкость поглощения, достигающая для глин всех стратиграфических комплексов пород 20—45 мг-экв/100 г породы (табл. 1). Более

Таблица 1

Адсорбированные катионы и емкость поглощения (в мг-экв/100 г) пород (глинистые разности)

| Литолого-стратиграфический комплекс пород | Емкость поглощения | Катионы |
|---|--------------------|------------------------------|
| N_2P | 34,05—35,05 | Ca > Na > Mg |
| N_1m | 25,7—31,5 | Ca > Na > Mg |
| N_1s_3 | 26,0—26,8 | Na > Mg > Ca Mg > Ca > Na |
| N_1s_2 | 9,2—64,2 | Mg > Ca > Na Na > Mg > Ca |
| N_1s_1 | 6,3—34,0 | Mg > Ca > Na Na > Mg > Ca |
| N_1t | Нет данных | Нет данных |
| P | 10,6—39,7 | Na > Mg > Ca |
| K_2c | 7,81—56,3 | Na > Ca > Mg |
| K_1 | 10,67—28,3 | Na > Ca > Mg |
| $J_3km - t$ | 13,2—44,7 | Na > Ca > Mg |
| $J_3k - o$ | 3,3—19,3 | Na > Ca > Mg |
| $J_2b - bt$ | 12,9—18,4 | Na > Ca > Mg |
| S_{1+2} | 8,7—11,2 | Na > Ca > Mg |
| до S | 4,26—23,4 | Na > Ca > Mg (Mg > Ca) |

высокими максимальными значениями емкости поглощения отличаются глинистые накопления верхнемелового и среднесарматского возраста. Так как среди примесей к гидрослюдам в них отмечен монтмориллонит или сами гидрослюды относятся к сильно разбухающим разностям, естественно, что это приводит к возрастанию величины емкости поглощения.

По составу поглощенных катионов глинистых пород в разрезе выделяется три части: 1) нижняя — от вендского комплекса до низов неогена характеризуется преобладанием поглощенного натрия, второе место обычно принадлежит кальцию; 2) средняя, охватывающая отложения сармата, отличается высокой ролью адсорбированного магния; он занимает или первое место, иногда уступает это место натрию; 3) верхняя часть, объединяющая породы меотического и понтического возраста, характеризуется преобладанием адсорбированного кальция, реже натрия.

Ориентировочные расчеты свидетельствуют о том, что при десорбции натрия из осадочных пород Молдавского бассейна он может перейти в раствор в количестве от 130—400 до 1000—2300 мг/л.

Таблица 2

Адсорбированные катионы и емкость поглощения (в мг-экв/100 г) пород (песчаные разности и известняки)

| Литолого-стратиграфический комплекс пород | Емкость поглощения | Катионы |
|---|--------------------|--|
| N_2P | Нет данных | Нет данных |
| N_1m | То же | То же |
| N_1s_3 | 22,04 | Na > Ca > Mg |
| N_1s_2 | 2,10—3,90 | Mg > Ca > Na Na > Ca > Mg |
| N_1s_1 | 0,5—6,6 | Mg > Ca (Na) > Na (Ca) Ca > Na > Mg |
| N_1t | 0,9—10,1 | Na > Ca > Mg |
| P | Нет данных | Нет данных |
| K_2c | 0,42—4,22 | Ca > Mg (Na) > Na (Mg) Na > Mg > Ca |
| K_1 | 6,22 | Na > Ca > Mg |
| $J_3^{km} - t$ | 4,89 | Ca > Mg > Na |
| $J_3^k - o$ | Нет данных | Нет данных |
| $J_2b - bt$ | 1,75 | Ca > Mg > Na |
| S_{1+2} | 0,85—50,2 | Ca > Mg > Na Mg > Na > Ca Ca > Mg > Na (Na > Mg) |
| до S | 0,67—6,80 | Mg > Ca > Na (Na > Ca) Na > Ca > Mg |

Очень низкую емкость поглощения имеют песчаные и карбонатные разности пород (табл. 2). Сумма адсорбированных ионов достигает в них 10 мг-экв/100 г породы, большей частью не превышает 5—6 мг-экв/100 г породы. Выделяются органогенные известняки силурийского возраста: емкость поглощения в отдельных случаях составляет до 50 мг-экв/100 г породы, что по-видимому,

объясняется обилием в силурийских отложениях бентонитового материала.

В отличие от глинистых накоплений, песчаные и карбонатные породы характеризуются преобладанием щелочных земель в составе поглощенных ионов. В нижней, большей части разреза, среди щелочноземельных элементов обычно главным является кальций (напомним, что в глинах этих же возрастных подразделений кальций занимает второе место). С приближением к верхам разреза (породы сармата) главную роль начинает играть магний. Песчаные и карбонатные отложения меотиса и понта в этом плане не изучены. Интересно, что несмотря на преобладание щелочных земель в поглощающем комплексе песчаных и карбонатных разновидностей пород, в ряде случаев и в них (так же как и в глинах) первое место среди адсорбированных ионов занимает натрий.



Легководнорастворимые соли

Использованные приемы исследования дали возможность выявить наиболее общие закономерности в распределении легководнорастворимых солей и изучить их составы. По классификации Курнакова—Валяшко, водные вытяжки относятся только к двум химическим типам — содовому и сульфатному. Большинство вытяжек принадлежит к содовому типу (табл. 3). Минерализация их достигает 1,4—1,8 г/л, чаще значения не превышают 0,5—1,0 г/л. Максимальное содержание соды колеблется от 40 до 75 экв. % и примерно одинаково по всему разрезу. Самый низкий предел (порядка 5—10 экв. %) установлен в вытяжках из пород юрского, мелового и палеогенового возраста.

С учетом химического состава выделяется четыре группы вытяжек: $\text{HCO}_3\text{—Cl}$ и Cl—HCO_3 (S_{1+2} , $J_3km\text{—}t$, K , P); преимущественно $\text{HCO}_3\text{—SO}_4$ и $\text{SO}_4\text{—HCO}_3$ (до S , N_{1s_3} , N_{1m}); $\text{HCO}_3\text{—SO}_4$ и $\text{SO}_4\text{—HCO}_3$ (K_{2c} , N_{1t} , N_{1s_1} , N_{1s_2} , N_{2p}); $\text{HCO}_3\text{—SO}_4$, $\text{SO}_4\text{—Cl}$, Cl—SO_4 ($J_2b\text{—}bt$, $J_3k\text{—}o$).

По составу преобладающих катионов во всех случаях по всему разрезу главная роль в вытяжках принадлежит натрию и лишь при низкой концентрации из образцов пород S , S_{1+2} , K_{2c} , N_{1s_1} , N_{1s_2} заметную роль, наряду со стоящим на первом месте натрием, играет кальций.

Водные вытяжки сульфатного типа (табл. 4), имеющие подчиненное значение, более минерализованы, чем вытяжки карбонатного типа; максимальная концентрация их для большинства литолого-стратиграфических комплексов пород превышает 1,0 г/л и достигает 3,2 г/л. По анионному составу они сульфатно-гидрокарбонатные или сульфатно-хлоридные во всех комплексах и лишь для отложений юрского возраста характерны вытяжки хлоридно-сульфатного состава. Интересно, что по катионному составу, они, наоборот, весьма разнообразны — нередко всем трем главным катионам принадлежит примерно равная роль и

Таблица 3
Усредненные формулы водных вытяжек карбонатного типа

| Литолого- стратиграфический комплекс пород | Минерализация, г/л; содержание соды, ‰ * | Интервал минерализации, г/л | | | | |
|---|--|-------------------------------|-------------------------|-------------------------|-------------------------|-------------------------|
| | | < 0,3 | 0,3—0,45 | 0,45—0,6 | 0,6—0,8 | > 0,8 |
| N_2p | $\frac{0,3-0,4}{60-70}$ | Нет | $\frac{HCO_3-SO_4}{Na}$ | Нет | Нет | Нет |
| N_1m | $\frac{0,18-0,5}{65-75}$ | $\frac{HCO_3-Cl}{Na}$ | $\frac{HCO_3-SO_4}{Na}$ | Нет | Нет | Нет |
| N_1s_3 | $\frac{0,1-0,7}{40-70}$ | $\frac{HCO_3-SO_4}{Na}$ | $\frac{HCO_3-SO_4}{Na}$ | $\frac{HCO_3-SO_4}{Na}$ | $\frac{SO_4-HCO_3}{Na}$ | Нет |
| N_1s_2 | $\frac{0,1-1,5}{35-55}$ | $\frac{HCO_3-SO_4}{Na-Ca}$ | $\frac{HCO_3-SO_4}{Na}$ | $\frac{HCO_3-SO_4}{Na}$ | $\frac{HCO_3-SO_4}{Na}$ | $\frac{SO_4-HCO_3}{Na}$ |
| N_1s_1 | $\frac{0,1-0,7}{30-40}$ | $\frac{HCO_3-SO_4}{Na-Ca-Mg}$ | $\frac{HCO_3-SO_4}{Na}$ | $\frac{SO_4-HCO_3}{Na}$ | $\frac{SO_4-HCO_3}{Na}$ | Нет |
| N_1t | $\frac{0,3-0,44}{до 40}$ | Нет | $\frac{HCO_3-SO_4}{Na}$ | Нет | Нет | Нет |

В таблице 3, 5, 6, 17 в данной колонке минерализация вынесена в числитель, а содержание соды в знаменатель.

Таблица 3 (окончание)

| Литолого- стратиграфический комплекс пород | Минерализация, г/л; содержание соды, ‰ * | Интервал минерализации, г/л | | | | |
|---|--|-----------------------------------|-------------------------|-------------------------|-------------------------|-----------------------------|
| | | < 0,3 | 0,3—0,45 | 0,45—0,6 | 0,6—0,8 | > 0,8 |
| p | $\frac{0,12-0,87}{5-35}$ | $\frac{HCO_3-Cl}{Na}$ | $\frac{HCO_3-Cl}{Na}$ | $\frac{HCO_3-Cl}{Na}$ | $\frac{HCO_3-Cl}{Na}$ | $\frac{HCO_3-Cl}{Na}$ |
| K_2c | $\frac{0,1-0,9}{15-70}$ | $\frac{HCO_3-SO_4}{Ca-Na(Na-Ca)}$ | $\frac{HCO_3-SO_4}{Na}$ | $\frac{HCO_3-SO_4}{Na}$ | $\frac{HCO_3-SO_4}{Na}$ | $\frac{SO_4-Cl}{Na}$ |
| K_1 | $\frac{0,22-0,9}{30-75}$ | $\frac{HCO_3-Cl}{Na}$ | $\frac{HCO_3-Cl}{Na}$ | $\frac{HCO_3-Cl}{Na}$ | $\frac{Cl-HCO_3}{Na}$ | $\frac{Cl-HCO_3}{Na}$ |
| J_3km-t | $\frac{0,2-1,4}{5-40}$ | $\frac{Cl-HCO_3}{Na}$ | $\frac{Cl-HCO_3}{Na}$ | $\frac{Cl-HCO_3}{Na}$ | $\frac{Cl-HCO_3}{Na}$ | $\frac{Cl-HCO_3(SO_4)}{Na}$ |
| J_3k-o | $\frac{0,2-0,9}{15-60}$ | $\frac{HCO_3-SO_4}{Na}$ | $\frac{HCO_3-SO_4}{Na}$ | $\frac{SO_4-Cl}{Na}$ | $\frac{Cl-SO_4}{Na}$ | $\frac{Cl-SO_4}{Na}$ |
| J_2b-bt | $\frac{0,4-1,0}{5-10}$ | Нет | Нет | $\frac{Cl-SO_4}{Na}$ | $\frac{Cl-SO_4}{Na}$ | $\frac{Cl-SO_4}{Na}$ |
| S_{1+2} | $\frac{0,2-0,6}{35-40}$ | $\frac{HCO_3-Cl}{Na-Ca}$ | $\frac{Cl-HCO_3}{Na}$ | $\frac{Cl-HCO_3}{Na}$ | Нет | Нет |
| до S | $\frac{0,05-1,8}{45-55}$ | $\frac{HCO_3-Cl}{Na-Ca}$ | $\frac{HCO_3-SO_4}{Na}$ | $\frac{SO_4-HCO_3}{Na}$ | $\frac{SO_4-HCO_3}{Na}$ | $\frac{SO_4-HCO_3}{Na}$ |

Таблица 4

Усредненные формулы водных вытяжек сульфатного типа

| Литолого- стратигра- фический комплекс пород | Минерализа- ция, г/л | Интервал минерализации, г/л | | |
|--|-------------------------|-------------------------------|--------------------------------|----------------------------|
| | | < 0,5 | 0,5—1,0 | > 1,0 |
| N_{2p} | Нет | Нет | Нет | Нет |
| N_{1m} | Нет | Нет | Нет | Нет |
| N_{1s_3} | Нет | Нет | Нет | Нет |
| N_{1s_2} | 0,1—2,6 | $\frac{SO_4-HCO_3}{Na-Ca-Mg}$ | $\frac{SO_4-HCO_3}{Na-Ca-Mg}$ | $\frac{SO_4-Cl}{Na-Ca-Mg}$ |
| N_{1s_1} | 0,1—2,4 | $\frac{SO_4-HCO_3}{Na-Ca}$ | $\frac{SO_4-HCO_3}{Na-Ca}$ | $\frac{SO_4-Cl}{Na-Ca}$ |
| N_{1t} | 0,44—0,74 | $\frac{SO_4-HCO_3}{Ca-Mg}$ | $\frac{SO_4-HCO_3}{Ca-Na}$ | Нет |
| P | Нет | Нет | Нет | Нет |
| K_{2c} | 0,14—0,48 | $\frac{SO_4-HCO_3}{Na-Ca-Mg}$ | Нет | Нет |
| K_1 | Нет | Нет | Нет | Нет |
| J_3km-t | 0,5—3,2 | Нет | $\frac{SO_4(Cl)-Cl(SO_4)}{Na}$ | $\frac{SO_4-Cl}{Ca-Na}$ |
| J_3k-o | 0,54—0,56 | Нет | $\frac{Cl-SO_4}{Na-Ca}$ | Нет |
| J_2b-bt | 0,48—1,02 | $\frac{Cl-SO_4}{Na}$ | $\frac{Cl-SO_4}{Na-Ca}$ | $\frac{Cl-SO_4}{Na-Ca}$ |
| S_{1+2} | 0,1—2,3 | $\frac{SO_4-HCO_3}{Na-Ca}$ | $\frac{SO_4-Cl}{Ca}$ | $\frac{SO_4-Cl}{Ca}$ |
| до S | 0,1—1,4 | $\frac{SO_4-Cl}{Na-Ca-Mg}$ | $\frac{SO_4-Cl}{Na-Ca-Mg}$ | $\frac{SO_4-Cl}{Na-Mg-Ca}$ |

наряду с преобладающим натрием в некоторых случаях на первом месте стоит кальций.

Таким образом, искусственные растворы—водные вытяжки, — приготовленные при соотношении порода—вода 1 : 5 и времени взаимодействия породы с водой в течение одних суток, принадлежат преимущественно к карбонатному типу, отличаются резким преобладанием натрия в составе главных катионов и характеризуются сравнительно высоким содержанием соды.

Поровые растворы

Одна из весьма важных составных частей ионно-солевого комплекса пород — поровые растворы — изучена при искусственном увлажнении. Полученные таким путем и затем отжатые растворы следует рассматривать как водную вытяжку, пригото-

вленную при очень низком соотношении порода—вода. В раствор переходят компоненты как из твердой фазы породы, так и из жидкой. Однако из-за малого количества воды, добавляемой при искусственном увлажнении, основное поступление происходит по-видимому, из порового раствора. Отжим, таким образом, с известной долей приближения можно считать соответствующим поровому раствору.

Таблица 5

Усредненные формулы отжимов карбонатного типа

| Литолого- стратигра- фический ком- плекс | Минерализа- ция, г/л; содержание соды, % | Интервал минерализации, г/л | | |
|---|---|-----------------------------|---|-----------------------|
| | | 1—5 | 5—10 | > 10 |
| N_{2p} | $\frac{2,6-9,0}{2-28}$ | $\frac{Cl-HCO_3}{Na}$ | $\frac{SO_4-Cl}{Na}$ | Нет |
| N_{1m} | $\frac{2,3-4,9}{28-38}$ | $\frac{HCO_3-SO_4}{Na}$ | Нет | Нет |
| N_{1s_3} | $\frac{4,6-6,7}{11-37}$ | $\frac{HCO_3-SO_4}{Na}$ | $\frac{Cl-HCO_3}{Na}$ | Нет |
| N_{1s_2} | Нет | Нет | Нет | Нет |
| N_{1s_1} | $\frac{1,2-5,0}{20-70}$ | $\frac{SO_4-HCO_3}{Na}$ | Нет | Нет |
| N_{1t} | $\frac{2,1-4,2}{2-29}$ | $\frac{SO_4-HCO_3}{Na}$ | Нет | Нет |
| P | $\frac{4,9-8,7}{9-15}$ | Нет | $\frac{Cl-SO_4}{Na}$ | Нет |
| K_{2c} | $\frac{1,85-4,25}{6-20}$ | $\frac{SO_4-HCO_3}{Na}$ | Нет | Нет |
| K_1 | $\frac{8,2-8,3}{2-7}$ | Нет | $\frac{Cl-SO_4}{Na}$ | Нет |
| J_3km-t | $\frac{12,2-13,1}{1-4}$ | Нет | Нет | $\frac{Cl-HCO_3}{Na}$ |
| J_3k-o | Нет | Нет | Нет | Нет |
| J_2b-bt | $\frac{7,7}{4,0}$ | Нет | $\frac{Cl-SO_4}{Na}$ | Нет |
| S_{1+2} | Нет | Нет | Нет | Нет |
| до S | $\frac{1,9-4,8}{27-50}$ | $\frac{HCO_3-Cl(SO_4)}{Na}$ | $\frac{Cl-HCO_3}{Na}$; $\frac{SO_4-HCO_3}{Na}$ | Нет |

Отжимы изучены по всему разрезу пород осадочного чехла Молдавского бассейна главным образом для глинистых разностей. Так же как и водные вытяжки, отжимы принадлежат только к двум химическим типам — карбонатному и сульфатному.

Отжимы карбонатного типа (табл. 5) характерны для всех пород, кроме отложений S_{1+2} , J_3k-o , N_1s_2 , концентрация их не превышает 10 г/л, а для большинства литолого-стратиграфических комплексов — 5–6 г/л. Максимальное содержание соды колеблется от 30 до 70 экв.%, мало соды (верхний предел 4–15 экв.%) в отжимах из образцов пород J_2b-bt , J_3km-t , K_1 и P .

До минерализации 5 г/л отжимы содового типа делятся на две группы: 1) преимущественно SO_4-HCO_3 (K_2c , N_1t и N_1s_1); 2) HCO_3-Cl , $Cl-HCO_3$ и HCO_3-SO_4 (до S , N_1m и N_2p). После 5 г/л отжимы более однообразны — главным образом $Cl-SO_4-Na$. Характерно, что по всему разрезу в пределах всех литолого-стратиграфических комплексов пород среди катионов в отжимах преобладает натрий.

Таблица 6
Усредненные формулы отжимов сульфатного типа

| Литолого-стратиграфический комплекс пород | Минерализация, г/л | Интервал минерализации, г/л | | |
|---|--------------------|-----------------------------------|----------------------------|--------------------------|
| | | 1–5 | 5–10 | > 10 |
| N_2p | Нет | Нет | Нет | Нет |
| N_1m | Нет | Нет | Нет | Нет |
| N_1s_3 | Нет | Нет | Нет | Нет |
| N_1s_2 | 1,8–18,0 | $\frac{SO_4-HCO_3}{Ca-Mg(Mg-Ca)}$ | $\frac{SO_4-Cl}{Na}$ | $\frac{Cl-SO_4}{Na}$ |
| N_1s_1 | 5,4–30,5 | Нет | $\frac{SO_4-HCO_3}{Na-Ca}$ | $\frac{Cl-SO_4}{Na}$ |
| N_1t | Нет | Нет | Нет | Нет |
| P | Нет | Нет | Нет | Нет |
| K_2c | 2,5–6,4 | $\frac{SO_4-Cl}{Na-Ca}$ | $\frac{SO_4-Cl}{Na-Ca}$ | Нет |
| K_1 | 23,4 | Нет | Нет | $\frac{Cl-SO_4}{Na}$ |
| J_3km-t | 8,8–36,5 | Нет | $\frac{Cl-SO_4}{Na-Ca}$ | $\frac{Cl-SO_4}{Na}$ |
| J_3k-o | 22,6–37,2 | Нет | Нет | $\frac{Cl-SO_4}{Na}$ |
| J_2b-bt | 16,4–23,5 | Нет | Нет | $\frac{Cl-SO_4}{Na(Ca)}$ |
| S_{1+2} | 1,4–13,4 | $\frac{Cl-SO_4}{Na-Mg(Ca)}$ | $\frac{Cl-SO_4}{Na}$ | $\frac{Cl-SO_4}{Na}$ |
| до S | 1,2–13,2 | $\frac{SO_4-Cl}{Na}$ | $\frac{SO_4-HCO_3}{Na-Ca}$ | $\frac{SO_4-Cl}{Na-Mg}$ |

Отжимы сульфатного типа (табл. 6) по величине максимальной концентрации делятся на две группы: 1) менее 15 г/л — получены из пород до S , S_{1+2} и K_2c ; 2) до 18—37 г/л — отжаты из образцов J , K , N_{1s_1} , N_{1s_2} . Наименее концентрированные отжимы по преобладающим анионам преимущественно сульфатно-хлоридные или хлоридно-сульфатные (значительно реже — сульфатно-гидрокарбонатные) и имеют пестрый катионный состав; отжимы повышенной концентрации во всех случаях хлоридно-сульфатно-натриевые.

Следовательно, поровые растворы, отжатые из пород, в общем повторяют результаты, которые получены по данным водных вытяжек. Они также главным образом карбонатного типа с высоким количеством соды и с преобладанием натрия в катионном составе растворов. По величине минерализации они как бы «до-страивают» ряд вытяжка-отжим, поскольку количество растворенных солей в них наиболее часто составляет 5—6 г/л.

Сопоставление степени засоленности пород по данным вытяжек и отжимов

Большой интерес представляет вопрос о сравнении результатов анализа водных вытяжек и отжимов из пород с пересчетом их на 100 г породы. Такое сопоставление позволяет судить о месте нахождения легководнорастворимых солей — в твердой фазе или в поровом растворе. Кроме того, в ряде случаев оно позволяет контролировать правильность результатов анализа: в глинистых незасоленных и незагипсованных образцах при правильно выполненном анализе сумма солей, найденных методом вытяжки и отжима, должна быть одинакова.

В табл. 7 и 8 сведены результаты (взятые для примера как наиболее типичные) параллельных анализов вытяжки и отжима из одного и того же образца по всему разрезу бассейна.

Рассмотрение приведенных данных показывает, что глинистые разности (см. табл. 7) характеризуются чаще всего почти точным схождением величин суммы солей на 100 г породы, найденной путем приготовления вытяжки и отжима. Следовательно, анализы выполнены правильно, а легководнорастворимые соли находятся в глинистых отложениях главным образом в поровых растворах. Иными словами, результаты исследований свидетельствуют об отсутствии засоленных глин по всему изученному разрезу осадочного чехла Молдавского бассейна.

Составы солей вытяжки и отжима позволяют различать в разрезе пять частей: 1) самая нижняя часть разреза (куда входят преимущественно накопления рифея и венда) характеризуется сульфатным составом вытяжек и отжимов при резко пониженном количестве хлоридов и сравнительно невысокой степени засоленности; 2) следующие выше по разрезу породы силурийского, юрского, нижнемелового и палеогенового возраста отли-

Таблица 7
Результаты анализа вытяжек и отжимов из пород
(глинистые разности)

| Литолого-стратиграфический комплекс пород | Водная вытяжка | Отжим |
|---|--|---|
| N_2P | $0,16 \frac{HCO_{84}^3 SO_{10}^4 Cl_5}{Na_{94} Ca_3 Mg_3}$ | $0,10 \frac{Cl_{15} HCO_{32}^3 SO_{22}^4}{Na_{98} Mg_4}$ |
| N_1m | $0,21 \frac{HCO_{73}^3 SO_{21}^4 Cl_5}{Na_{99} Ca_3 Mg_2}$ | $0,14 \frac{Cl_{13} HCO_{29}^3 SO_{28}^4}{Na_{82} Mg_{18}}$ |
| N_1S_3 | $0,14 \frac{HCO_{81}^3 Cl_{10} SO_9^4}{Na_{81} Ca_{14} Mg_5}$ | $0,16 \frac{Cl_{45} HCO_{29}^3 SO_{28}^4}{Na_{89} Mg_{18}}$ |
| N_1S_2 | $0,36 \frac{SO_{81}^4 HCO_{16}^3 Cl_3}{Ca_{90} Na_{29} Mg_{11}}$ | $0,23 \frac{SO_{88}^4 HCO_{33}^3 Cl_5}{Ca_{59} Mg_{38} Na_5}$ |
| | $0,20 \frac{SO_{38}^4 Cl_{36} HCO_{26}^3}{Na_{92} Ca_7 Mg_3}$ | $0,21 \frac{Cl_{51} SO_{42}^4 HCO_7^3}{Na_{91} Ca_3 Mg_1}$ |
| N_1S_1 | $0,43 \frac{Cl_{55} SO_{46}^4 HCO_2^3}{Na_{81} Ca_{29} Mg_{15}}$ | $0,49 \frac{Cl_{79} SO_{20}^4 HCO_1^3}{Na_{84} Ca_{12} Mg_4}$ |
| N_1t | — | — |
| P | $0,33 \frac{Cl_{88} HCO_{33}^3 SO_{13}^4}{Na_{94} Ca_3 Mg_3}$ | $0,37 \frac{Cl_{69} SO_{27}^4 HCO_{13}^3}{Na_{97} Mg_2 Ca_1}$ |
| K_2c | $0,12 \frac{HCO_{64}^3 SO_{31}^4 Cl_5}{Na_{86} Ca_9 Mg_4}$ | $0,11 \frac{HCO_{75}^3 SO_{15}^4 Cl_{10}}{Na_{98} Ca_2}$ |
| K_1 | $0,37 \frac{Cl_{59} HCO_{39}^3 SO_{11}^4}{Na_{96} Ca_2 Mg_2}$ | $0,38 \frac{Cl_{67} SO_{22}^4 HCO_{11}^3}{Na_{96} Ca_3 Mg_1}$ |
| | $0,25 \frac{Cl_{71} HCO_{20}^3 SO_9^4}{Na_{96} Ca_2 Mg_2}$ | $0,27 \frac{Cl_{83} SO_{11}^4 HCO_5^3}{Na_{82} Ca_1 Mg_4}$ |
| J_3km-t | $0,70 \frac{Cl_{79} SO_{22}^4 HCO_5^3}{Na_{88} Mg_2 Ca_2}$ | $0,85 \frac{Cl_{99} SO_7^4 HCO_4^3}{Na_{88} Ca_6 Mg_5}$ |
| J_3k-o | $0,41 \frac{Cl_{62} SO_{11}^4 HCO_{17}^3}{Na_{97} Ca_1 Mg_1}$ | $0,44 \frac{Cl_{80} SO_{17}^4 HCO_3^3}{Na_{91} Ca_3 Mg_4}$ |
| J_2b-bt | $0,44 \frac{Cl_{75} SO_{13}^4 HCO_{12}^3}{Na_{93} Ca_5 Mg_2}$ | $0,35 \frac{Cl_{83} SO_{10}^4 HCO_7^3}{Na_{92} Ca_5 Mg_3}$ |
| S_{1+2} | $0,15 \frac{Cl_{51} HCO_{39}^3 SO_{10}^4}{Na_{71} Ca_{23} Mg_5}$ | $0,14 \frac{Cl_{76} SO_{17}^4 HCO_6^3}{Na_{84} Ca_{10} Mg_3}$ |
| до S | $0,28 \frac{SO_{89}^4 Cl_{10} HCO_7^3}{Na_{84} Ca_{24} Mg_{12}}$ | $0,21 \frac{SO_{90}^4 Cl_9 HCO_1^3}{Na_{83} Ca_{28} Mg_9}$ |

Таблица 8
Результаты анализа вытяжек и отжимов из пород
(песчаные и карбонатные разности)

| Литолого-стратиграфический комплекс пород | Водная вытяжка | Отжим |
|---|--|---|
| N_2P | Нет данных | Нет данных |
| N_1m | Нет данных | Нет данных |
| N_1S_3 | $0,33 \frac{SO_{18}^4 HCO_{16}^3 Cl_5}{Na_{90} Mg_6 Ca_4}$ | $0,056 \frac{HCO_{42}^3 SO_{17}^4 Cl_{28}}{Na_{90} Ca_8 Mg_2}$ |
| N_1S_2 | $0,39 \frac{SO_{84}^4 HCO_{15}^3 Cl_1}{Ca_{42} Na_{30} Mg_{28}}$ | $0,21 \frac{SO_{89}^4 HCO_7^3 Cl_4}{Ca_{44} Mg_{32} Na_{24}}$ |
| N_1S_1 | $0,12 \frac{HCO_{73}^3 SO_{17}^4 Cl_9}{Na_{81} Ca_{15} Mg_4}$ | $0,069 \frac{SO_{45}^4 HCO_{31}^3 Cl_{24}}{Na_{89} Ca_7 Mg_4}$ |
| N_1t | $0,37 \frac{SO_{90}^4 HCO_9^3 Cl_1}{Ca_{57} Na_{39} Mg_4}$ | $0,057 \frac{SO_{71}^4 HCO_{14}^3 Cl_5}{Na_{92} Ca_4 Mg_2}$ |
| P | Нет данных | Нет данных |
| K_2c | $0,35 \frac{HCO_{68}^3 SO_{28}^4 Cl_4}{Na_{86} Mg_{10} Ca_4}$ | $0,10 \frac{SO_{69}^4 HCO_{22}^3 Cl_9}{Na_{84} Ca_{15} Mg_1}$ |
| K_1 | $0,24 \frac{SO_{49}^4 HCO_{36}^3 Cl_{15}}{Na_{91} Ca_6 Mg_3}$ | $0,09 \frac{SO_{46}^4 Cl_{42} HCO_{12}^3}{Na_{90} Mg_9 Ca_1}$ |
| J_3km-t | $1,6 \frac{SO_{84}^4 Cl_{15} HCO_1^3}{Ca_{57} Na_{40} Mg_3}$ | $0,68 \frac{Cl_{89} HCO_6^3 SO_4^4}{Na_{85} Ca_{10} Mg_7}$ |
| J_3km-t | $1,27 \frac{SO_{96}^4 Cl_5 HCO_1^3}{Ca_{67} Na_6 Mg_1}$ | $0,057 \frac{Cl_{54} SO_{36}^4 HCO_{10}^3}{Na_{73} Ca_{16} Mg_9}$ |
| J_3k-o | Нет данных | Нет данных |
| J_2b-bt | Нет данных | Нет данных |
| S_{1+2} | $0,24 \frac{SO_{82}^4 Cl_{10} HCO_3^3}{Ca_{55} Mg_{21} Na_{19}}$ | $0,048 \frac{Cl_{45} SO_{45}^4 HCO_{10}^3}{Na_{81} Mg_9 Ca_9}$ |
| до S | $0,10 \frac{HCO_{65}^3 Cl_{22} SO_{13}^4}{Na_{92} Ca_6 Mg_2}$ | $0,033 \frac{Cl_{37} HCO_{32}^3 SO_{51}^4}{Na_{91} Mg_6 Ca_3}$ |

чаются четко выраженным хлоридным составом вытяжек и отжимов; неодинакова в них лишь сумма солей; 3) особый гидрогеохимический облик имеют отложения верхнемелового возраста: при низкой степени засоленности они характеризуются гидрокарбонатным составом солей в вытяжках и отжимах и очень малой ролью хлоридов натрия; 4) примерно равная роль принадлежит хлоридным и сульфатным солям в вытяжках и отжимах из пород нижне- и среднесарматского возраста; 5) глины верхов разреза — среднего сармата, меотиса и понта отличаются преимущественно карбонатным составом солей и низкой степенью засоленности.

Несколько другие результаты получены при рассмотрении песчаных и карбонатных разностей пород (см. табл. 8). По всему раз-

резу величины суммы солей, найденных методом водных вытяжек, примерно в 1,5—2, иногда в 5—6 раз превышает засоленность пород, установленную методом отжима. Следовательно, из таких пород соли переходят в раствор преимущественно из твердой фазы. Как видно из табл. 8, это или карбонатные, или сульфатные соли. Значит и для песчано-карбонатных отложений характерно отсутствие хлорида натрия в твердой фазе.

Сопоставление составов вытяжек и отжимов позволяет разделить разрез на пять частей: 1) нижняя включает досилурийские накопления, отличается наличием, главным образом, карбонатных солей в твердой фазе и хлорида натрия в поровом растворе, 2) разрез, охватывающий породы силурийского, юрского и нижнемелового возраста, характеризуется присутствием гипса в твердой фазе и хлорида натрия в поровом растворе, 3) породы верхнемелового возраста отличаются карбонатно-сульфатным (с преобладанием карбонатов) составом солей в твердой фазе и низким количеством хлорида натрия в поровом растворе, 4) тортонские и среднесарматские накопления характеризуются присутствием сульфатных солей в твердой фазе при малом содержании хлоридов в поровом растворе. Для твердой фазы пород нижнего сармата наиболее типичны карбонатные соли, тогда как в поровом растворе почти в равной мере находятся сульфаты, гидрокарбонаты и хлориды, 5) в твердой фазе наиболее молодых отложений (исследован только N_1s_3) фиксируются в равной мере карбонатные и сульфатные соли, в поровом растворе — хлориды натрия.

Результаты сопоставления вытяжек и отжимов, позволяющие судить о распределении солей между твердой и жидкой фазами, представляют интерес не только в гидрогеохимическом аспекте.

Таблица 9
Палеогеографическая обстановка в различные эпохи
развития территории Молдавии

| Возраст пород | Соленость морской воды по геологическим данным | Соленость морской воды по гидрогеохимическим данным | Возраст пород | Соленость морской воды по геологическим данным | Соленость морской воды по гидрогеохимическим данным |
|---------------|--|---|---------------|--|---|
| N_2p | Нормальная Пониженная | Пониженная | N_1t | Нормальная Повышенная | Повышенная |
| N_1m | Нормальная Пониженная | Пониженная | P | Нормальная | Нормальная |
| N_1s_3 | Повышенная | Пониженная | K_2c | Нормальная | Пониженная |
| | Нормальная | | K_1 | Нормальная | Нормальная |
| | Пониженная | | J_3km-t | Повышенная | Повышенная |
| N_1s_2 | Пониженная | Повышенная | J_3k-o | Нормальная | Повышенная |
| | | | J_2b-bt | Нормальная | Повышенная |
| N_1s_1 | Пониженная | Нормальная | S | Повышенная | Повышенная |
| | | | до S | Нормальная | Пониженная |

Они отражают палеогеографическую обстановку формирования осадочных толщ Молдавского артезианского бассейна. Необходимо подчеркнуть, однако, что палеогеографические выводы нуждаются в корректировке с учетом гидродинамической обстановки бассейна, поскольку ионно-солевой комплекс пород, находясь в разных гидродинамических условиях, претерпевает различную степень переработки.

В табл. 9 приведены данные для сравнения условий осадконакопления в разные эпохи, установленные геологическими методами и путем анализа гидрогеохимических материалов. Из таблицы видно, что в ряде случаев получены аналогичные или близкие результаты; иногда расхождение бывает значительным. Причиной расхождения может быть недостаточность гидрогеохимических данных, а возможно, и ошибки в палеогеографических реконструкциях, выполненных геологическими методами. Вопрос этот требует дальнейшего изучения.

Сопоставление ионно-солевого комплекса пород и подземных вод в разных гидродинамических зонах

Вопрос об отнесении подземных вод к той или иной гидродинамической зоне, как известно, сложный и зачастую решается весьма приближенно, т. к. далеко не всегда могут быть определены параметры, необходимые для установления гидродинамических зон. Мы попытались рассмотреть особенности ионно-солевого комплекса пород в условиях различных гидродинамических зон Молдавского артезианского бассейна (выделенных на основе гидродинамических показателей, главным образом с учетом скорости фильтрации) и сопоставить отдельные части ионно-солевого комплекса с составом подземных вод. Для этой цели использованы наиболее подробно изученные литолого-стратиграфические подразделения пород.

В табл. 10 приведены данные о верхнем гидродинамическом этаже бассейна. В пределах этажа показаны зоны активного водообмена, промежуточная зона (названная зоной активно-замедленного водообмена) и зона замедленного водообмена. По данным табл. 10 видно, что в зоне активного водообмена по всем изученным литолого-стратиграфическим комплексам пород (нижнесилурийскому, верхнемеловому, нижне- и среднесарматскому) установлено несоответствие между сравниваемыми объектами: 1) по величине минерализации подземные воды большей частью находятся между водными вытяжками (концентрация которых ниже) и отжимами (имеющими более высокую концентрацию); 2) преобладающим во всех комплексах щелочно-сульфатным водам среди водных вытяжек и отжимов большей частью совсем нет аналогов, т. к. последние содержат много хлорид-ионов; 3) особенно четко несоответствие выражено по преобладающим

Таблица 10

Характеристика ионно-солевого комплекса пород и подземных вод
(верхний гидродинамический этаж)

| Лито-географический комплекс пород | Объект | Зона активного водообмена | | | Зона активно-замедленного водообмена | | | Зона замедленного водообмена | | |
|------------------------------------|------------------------------|---------------------------|---|--|--------------------------------------|---|---|------------------------------|---|--|
| | | гидрохимический индекс | состав | поглощенные катионы | гидрохимический индекс | состав | поглощенные катионы | гидрохимический индекс | состав | поглощенные катионы |
| N_{1s_2} | Вода | $A_1 B_3$ | HCO_3-SO_4-Na | — | B_{10} | $Cl-HCO_3-Na$ | — | B_{35} | $Cl-Na-Ca$ | — |
| | Вытяжка | $A_1 B_3$ | $SO_4-HCO_3-Na(Ca)$ $HCO_3-SO_4-Na(Ca)$ | — | B_3 | SO_4-HCO_3-Na HCO_3-SO_4-Na $HCO_3-Cl-Na$ | — | $A_1 B_3$ | $Cl-SO_4-Na$ | — |
| | Отжим Поглощенные катионы | $B_5 B_{10}$ | $SO_4-HCO_3-Na^{(Mg)}$ — | — $Mg > Ca > Na$ $Na > Ca > Mg$ | $B_3 B_{35}$ | $SO_4-Cl-Na$ — | — $Na > Mg > Ca$ $Ca > Na > Mg$ $Mg > Ca > Na$ | B_{35} | $Cl-SO_4-Na$ — | — $Na > Ca > Mg$ |
| N_{1s_1} | Вода | $A_1 B_3$ | HCO_3-SO_4-Na | — | B_{10} | $Cl-HCO_3-Na$ | — | B_{35} | $Cl-Na-Ca$ | — |
| | Вытяжка | $A_{0.5}$ | $SO_4-HCO_3-Ca(Na)$ $HCO_3-SO_4-Na(Ca)$ | — | $A_1 B_3$ | HCO_3-SO_4-Na SO_4-HCO_3-Na $HCO_3-Cl-Na$ | — | A_1 | $Cl-SO_4-Na$ | — |
| | Отжим Поглощенные катионы | $B_3 B_5$ | SO_4-HCO_3-Na — | — $Mg > Na > Ca$ | $B_3 B_{35}$ | $SO_4-Cl-Na$ — | — $Ca > Na > Mg$ $Mg > Ca > Na$ $Na > Ca > Mg$ | B_{35} | $Cl-SO_4-Na$ — | — $Na > Mg > Ca$ |
| K_{2c} | Вода | B_3 | $HCO_3-SO_4-Na(Ca)$ | — | B_{10} | SO_4-HCO_3-Na | — | — | — | — |
| | Вытяжка | A_1 | HCO_3-SO_4-Na SO_4-HCO_3-Na | — | A_1 | HCO_3-SO_4-Na SO_4-HCO_3-Na | — | — | — | — |
| | Отжим Поглощенные катионы | $B_3 B_{10}$ | SO_4-HCO_3-Na — | — $Na > Ca > Mg$ $Ca > Na > Mg$ $Mg > Na$ | $B_3 B_{10}$ | SO_4-HCO_3-Na — | — $Na > Ca > Mg$ $Ca > Mg > Na$ | — | — | — |
| S | Вода | B_3 | HCO_3-SO_4-Na | — | B_{10} | $SO_4-HCO_3(Cl)-Na$ | — | — | — | — |
| | Вытяжка | $A_1 B_3$ | $SO_4-Cl-Na$ $Cl-SO_4-Na$ $Cl-HCO_3-Na$ | — | B_3 | $SO_4-Cl-Na(Ca)$ $Cl-SO_4-Na(Ca)$ | — | — | — | — |
| | Отжим Поглощенные катионы | $B_3 B_{35}$ | $Cl-SO_4-Na$ — | — $Na > Ca > Mg$ $Mg > Na > Ca$ | B_{10} | $SO_4-Cl-Na$ $Cl-SO_4-Na$ | — $Mg > Na > Ca$ $Ca > Mg > Na$ $Na > Ca > Mg$ | — | — | — |
| до S | Вода | — | — | — | $B_3 B_{10}$ B_{35} | $HCO_3-Cl-Na$ $Cl-HCO_3-Na$ $Cl-Na$ | — | B_{70} | $Cl-Na-Ca$ | — |
| | Вытяжка | — | — | — | $A_{0.5}$ | $HCO_3-Cl-Na$ $Cl-HCO_3-Na$ HCO_3-SO_4-Na | — | $A_{0.5}$ $A_{1.0}$ | $HCO_3-Cl-Na$ $Cl-HCO_3-Na$ HCO_3-SO_4-Na $SO_4-Cl-Na$ | — |
| | Отжим | — | — | — | $B_3 B_{35}$ | $HCO_3-Cl-Na$ $Cl-HCO_3-Na$ SO_4-HCO_3-Na | — | $B_3 B_{10}$ | $Cl-HCO_3-Na$ HCO_3-SO_4-Na $SO_4-Cl-Na$ | — |
| | Поглощенные катионы | — | — | — | — | — | $Mg > Ca > Na$ $Ca > Mg > Na$ $Na > Ca > Mg$ | — | — | $Na > Ca > Mg$ $Ca > Mg > Na$ $Mg > Na > Ca$ |

катионам — в водах, вытяжках и отжимах это преимущественно натрий (иногда кальций), среди адсорбированных ионов большая роль принадлежит магнию.

В зоне активно-замедленного водообмена картина близка к описанной, хотя по величине минерализации подземные воды приближаются или иногда даже соответствуют отжимам. В отдельных литолого-стратиграфических комплексах аналогия наблюдается в составах подземных вод и искусственных растворов. Но здесь, как и в зоне активного водообмена, сохраняется несоответствие по преобладающим катионам — в адсорбированном состоянии присутствуют различные катионы, в водных растворах основную роль играет натрий.

В зоне замедленного водообмена установлены две части разреза: 1) в породах нижнего и среднего сармата выявилось почти полное совпадение подземных вод с основными компонентами

Таблица 11

Характеристика ионно-солевого комплекса пород и подземных вод (нижний гидродинамический этаж)

| Литолого-стратиграфический комплекс пород | Объект | Зона весьма замедленного водообмена | | |
|---|---------------------|-------------------------------------|--|------------------------------|
| | | гидрохимический индекс | состав | поглощенные катионы |
| J_3^{km-t} | Вода | $B_{10}B_{140}$ | Cl—Na—Ca | — |
| | Вытяжка | $A_1B_3B_5$ | Cl—HCO ₃ —Na | — |
| | Отжим | B_{35} | Cl—SO ₄ —Na | — |
| | Поглощенные катионы | — | — | Na > Ca > Mg |
| J_3^k-o | Вода | $B_{70}B_{140}$ | Cl—Na—Ca | — |
| | Вытяжка | A_1 | Cl—SO ₄ —Na SO ₄ —Cl—Na | — — |
| | Отжим | B_{35} | Cl—SO ₄ —Na | — |
| | Поглощенные катионы | — | — | Na > Ca > Mg |
| J_2^b-bt | Вода | $B_{70}B_{140}$ | Cl—Na—Ca | — |
| | Вытяжка | A_1 | Cl—SO ₄ —Na | — |
| | Отжим | B_{35} | Cl—SO ₄ —Na | — |
| | Поглощенные катионы | — | — | Na > Ca > Mg |
| S_2 | Вода | B_{140} | Cl—Na—Ca | — |
| | Вытяжка | $A_{0,5}$ | HCO ₃ —Cl—Na | — |
| | Отжим | B_{10} | Cl—SO ₄ —Na | — |
| | Поглощенные катионы | — | — | Na > Ca > Mg Ca > Na > Mg |

ионно-солевого комплекса, 2) в породах досилурийского возраста между водами и породами (их ионно-солевым комплексом) соответствия нет совсем.

Результаты сравнения подземных вод и ионно-солевого комплекса пород в условиях нижнего гидродинамического этажа отражены в табл. 11. По данным табл. 11 видно, что в породах юрского возраста воды, водные вытяжки и отжимы одинаковы и во всех случаях хлоридно-натриевые. Главный адсорбированный катион пород — натрий. Не соответствуют ни по составу растворов, ни по адсорбированным катионам породы и воды верхнего силура, залегающие в пределах нижнего гидродинамического этажа на большой глубине.

На основе произведенного сопоставления подземных вод и ионно-солевого комплекса пород, можно сделать следующие выводы:

1) В зонах активного (и активно-замедленного) водообмена, как правило, нет соответствия между сравниваемыми объектами и типичен пестрый состав адсорбированных породами катионов.

2) В зонах замедленного и весьма замедленного водообмена, наоборот, из поглощенных катионов обычно на первом месте стоит натрий; он же является первым главным катионом подземных вод и искусственных растворов, концентрация отжимов и подземных вод в этих зонах могут совпадать или не совпадать, но главным анионом всегда оказывается хлорид-ион, вследствие чего по первым преобладающим компонентам растворы одинаковы и являются хлоридно-натриевыми.

3) В глубоких частях разреза при наличии длительных перерывов в осадконакоплении проявляется несоответствие между ионно-солевым комплексом пород и подземными водами.

Для решения обратной задачи — использования сделанных выводов для выделения гидродинамических зон приведем гидрогеохимические данные разреза отдельных конкретных скважин и проанализируем их с учетом особенностей ионно-солевого комплекса пород. Таких скважин, опробованных достаточно подробно, выбрано три.

Скважина 1 располагается на юге Молдавского бассейна, в пределах Молдавской впадины. По гидрогеохимическим показателям (табл. 12) здесь можно выделить две части разреза, неравноценных в гидродинамическом отношении: верхнюю (примерно до глубины около 600 м), включающую отложения меотиса, верхнего, среднего и нижнего сармата, принадлежащую зоне активного (или активно-замедленного) водообмена; нижнюю, охватывающую породы верхней и средней юры, относящуюся к зоне замедленного (или даже весьма замедленного) водообмена. Отсутствие необходимых данных о палеогене не позволяет установить его принадлежность к той или иной зоне.

В скважине 2, находящейся на склоне Молдавской плиты (табл. 13), верхи разреза (примерно до глубины около 600 м)

Таблица 12

Характеристика ионно-солевого комплекса пород
(разрез скв. 1)

| Возраст пород | Интервал опробования, м (литология) | Водная вытяжка | Поглощенные катионы | Отжим |
|---------------|-------------------------------------|---|---------------------|--|
| N_{1m} | 140—150 (глина) | $0,18 \frac{HCO_{73}^3 Cl_{21} SO_6^4}{Na_{26} Mg_4}$ | Нет данных | Нет данных |
| | 187—198 (глина) | $0,22 \frac{HCO_{81}^3 Cl_{14} SO_6^4}{Na_{17} Mg_3}$ | То же | То же |
| N_{1s_3} | 220—230 (глина) | $0,22 \frac{HCO_{69}^3 SO_{15}^4 Cl_{15}}{Na_{26} Ca_8 Mg_6}$ | Нет данных | Нет данных |
| | 269—282 (глина) | $0,26 \frac{HCO_{77}^3 SO_{13}^4 Cl_{10}}{Na_{24} Ca_2 Mg_2}$ | То же | То же |
| N_{1s_2} | 320—330 (известняк) | $0,44 \frac{SO_{81}^4 HCO_{18}^3 Cl_1}{Ca_{12} Na_{24} Mg_{24}}$ | $Mg > Ca > Na$ | $2,23 \frac{SO_{43}^4 Cl_{13} HCO_{25}^3}{Na_{23} Ca_{14} Mg_3}$ |
| | 438—446 (глина) | $0,30 \frac{HCO_{51}^3 Cl_{32} SO_{17}^4}{Na_{25} Mg_{18} Ca_{17}}$ | Нет данных | Нет данных |
| N_{1s_2} | 479—489 (глина) | $0,42 \frac{HCO_{55}^3 Cl_{24} SO_{16}^4}{Na_{74} Mg_{13} Ca_{13}}$ | То же | То же |
| | 528—532 (глина) | $0,56 \frac{SO_{75}^4 HCO_{15}^3 Cl_{10}}{Na_{26} Ca_{16} Mg_3}$ | » | » |
| N_{1s_1} | 535—545 (глина) | $1,12 \frac{SO_{58}^4 HCO_{33}^3 Cl_3}{Na_{72} Ca_{21} Mg_7}$ | Нет данных | Нет данных |
| | 548—549 (глина) | $0,20 \frac{SO_{47}^4 HCO_{44}^3 Cl_8}{Na_{26} Ca_{32} Mg_{10}}$ | $Ca > Na > Mg$ | $4,35 \frac{SO_{46}^4 HCO_{39}^3 Cl_{15}}{Na_{22} Mg_{10} Ca_7}$ |
| | 546—567 (известняк) | $0,14 \frac{HCO_{48}^3 SO_{39}^4 Cl_{13}}{Na_{70} Ca_{14} Mg_{10}}$ | Нет данных | Нет данных |
| | 602—604 (известняк) | $0,24 \frac{HCO_{24}^3 SO_{17}^4 Cl_9}{Na_{21} Ca_{15} Mg_{13}}$ | $Ca > Na > Mg$ | $4,22 \frac{SO_{45}^4 HCO_{31}^3 Cl_{24}}{Na_{25} Ca_7 Mg_4}$ |
| | 608—613 (известняк) | $0,12 \frac{HCO_{62}^3 SO_{20}^4 Cl_{17}}{Na_{27} Ca_{20} Mg_{12}}$ | Нет данных | Нет данных |
| P | 613—618 (известняк) | $0,12 \frac{HCO_{63}^3 Cl_{20} SO_{14}^4}{Na_{20} Ca_{23} Mg_3}$ | Нет данных | Нет данных |

Таблица 12 (окончание)

| Возраст пород | Интервал опробования, м (литология) | Водная вытяжка | Поглощенные катионы | Отжим |
|---------------------|-------------------------------------|--|---|--|
| P | 627—628 (известняк) | $0,24 \frac{HCO_{31}^3 Cl_{13} SO_6^4}{Na_{76} Ca_{17} Mg_4}$ | Нет данных | Нет данных |
| J_{3k-o} | 642—658 (аргиллит) | $0,22 \frac{Cl_{53} HCO_{34}^3 SO_{12}^4}{Na_{26} Ca_2 Mg_2}$ | Нет данных | Нет данных |
| | 670—673 (известняк) | $0,28 \frac{HCO_{57}^3 Cl_{21} SO_{11}^4}{Na_{24} Ca_4 Mg_1}$ | То же | То же |
| | 684—687 (известняк) | $0,50 \frac{SO_{48}^4 HCO_{32}^3 Cl_{20}}{Na_{25} Ca_6 Mg_1}$ | » | » |
| | 746—751 (известняк) | $0,50 \frac{Cl_{44} SO_{13}^4 HCO_{13}^3}{Na_{26} Ca_8 Mg_3}$ | » | » |
| | 772—774 (известняк) | $0,54 \frac{Cl_{54} SO_{16}^4 HCO_{10}^3}{Na_{22} Ca_{14} Mg_4}$ | $Na > Mg > Ca$ | » |
| | 794—795 (глинистый известняк) | $0,76 \frac{Cl_{61} SO_{12}^4 HCO_{17}^3}{Na_{26} Ca_3 Mg_1}$ | $Na > Ca > Mg$ | $22,6 \frac{Cl_{60} SO_{34}^4 HCO_6^3}{Na_{21} Ca_{12} Mg_7}$ |
| | 795—796 (глинистый известняк) | $0,82 \frac{Cl_{62} SO_{11}^4 HCO_{17}^3}{Na_{27} Ca_2 Mg_1}$ | $Na > Ca > Mg$ | $36,7 \frac{Cl_{80} SO_{17}^4 HCO_3^3}{Na_{21} Ca_5 Mg_3}$ |
| | 809—811 (глинистый известняк) | $0,54 \frac{Cl_{50} SO_{40}^4 HCO_9^3}{Na_{23} Ca_{27} Mg_{17}}$ | Нет данных | Нет данных |
| | J_{2b-bt} | 892—901 (аргиллит) | $0,40 \frac{Cl_{60} SO_{33}^4 HCO_{11}^3}{Na_{20} Ca_7 Mg_2}$ | $Na > Ca > Mg$ |
| 940—942 (известняк) | | $0,54 \frac{Cl_{51} SO_{34}^4 HCO_{14}^3}{Na_{28} Ca_{12} Mg_3}$ | Нет данных | Нет данных |
| 942—949 (известняк) | | $0,58 \frac{Cl_{58} SO_{37}^4 HCO_9^3}{Na_{24} Ca_{27} Mg_9}$ | То же | $23,5 \frac{Cl_{80} SO_{16}^4 HCO_4^3}{Na_{21} Ca_{15} Mg_{11}}$ |
| 949—955 (песчаник) | | $1,02 \frac{Cl_{75} SO_{20}^4 HCO_6^3}{Na_{25} Ca_{11} Mg_4}$ | » | Нет данных |
| 978—985 (аргиллит) | | $0,88 \frac{Cl_{75} SO_{12}^4 HCO_{12}^3}{Na_{23} Ca_5 Mg_1}$ | $Na > Ca > Mg$ | $16,4 \frac{Cl_{53} SO_{10}^4 HCO_6^3}{Na_{22} Ca_5 Mg_3}$ |
| 985—992 (аргиллит) | | $0,94 \frac{Cl_{87} SO_{23}^4 HCO_{10}^3}{Na_{24} Ca_3 Mg_1}$ | Нет данных | Нет данных |
| 992—1001 (песчаник) | | $0,96 \frac{Cl_{78} SO_{15}^4 HCO_7^3}{Na_{29} Ca_8 Mg_3}$ | То же | То же |

Таблица 13

Характеристика ионно-солевого комплекса пород
(разрез скв. 2)

| Возраст пород | Интервал опробования, м (литология) | Водная вытяжка | Поглощенные катионы | Отжим |
|---------------|-------------------------------------|---|---------------------|--|
| N_{1s_3} | 150—162 (глина) | $0,54 \frac{HCO_{92}^3 SO_{55}^4 Cl_3}{Na_{95} Ca_4 Mg_2}$ | $Na > Mg > Ca$ | $6,7 \frac{SO_{55}^4 HCO_{27}^3 Cl_{16}}{Na_{95} Ca_4 Mg_2}$ |
| | 169—192 (глина) | $0,42 \frac{HCO_{85}^3 SO_{10}^4 Cl_4}{Na_{95} Ca_3 Mg_2}$ | Нет данных | Нет данных |
| | 206—245 (глина) | $0,34 \frac{HCO_{85}^3 SO_{11}^4 Cl_4}{Na_{91} Ca_3 Mg_4}$ | То же | То же |
| N_{1s_2} | 494—499 (глина) | $0,96 \frac{SO_{45}^4 HCO_{42}^3 Cl_{13}}{Na_{95} Ca_4 Mg_1}$ | $Mg > Na > Ca$ | $5,82 \frac{SO_{34}^4 Cl_{29} HCO_{37}^3}{Na_{84} Ca_{10} Mg_5}$ |
| | 499—504 (известняк) | $0,46 \frac{HCO_{48}^3 SO_{41}^4 Cl_{10}}{Na_{94} Ca_3 Mg_3}$ | Нет данных | Нет данных |
| | 511—518 (известняк) | $0,72 \frac{SO_{79}^4 HCO_{13}^3 Cl_2}{Na_{79} Ca_{15} Mg_7}$ | $Na > Ca > Mg$ | $7,58 \frac{SO_{82}^4 Cl_{14} HCO_{34}^3}{Na_{81} Mg_{10} Ca_3}$ |
| N_{1s_1} | 530—535 (известняк) | $0,14 \frac{HCO_{66}^3 SO_{23}^4 Cl_{11}}{Na_{98} Ca_{37} Mg_5}$ | Нет данных | $2,25 \frac{SO_{30}^4 Cl_{28} HCO_{32}^3}{Na_{95} Ca_6 Mg_5}$ |
| | 535—543 (известняк) | $0,16 \frac{HCO_{35}^3 SO_{25}^4 Cl_{20}}{Na_{65} Ca_{25} Mg_9}$ | $Ca > Mg > Na$ | Нет данных |
| | 548—551 (песчаник) | $0,30 \frac{HCO_{55}^3 SO_{37}^4 Cl_9}{Na_{64} Ca_{25} Mg_6}$ | $Mg > Ca > Na$ | $4,38 \frac{HCO_{75}^3 Cl_{15} SO_{40}^4}{Na_{83} Ca_7 Mg_7}$ |
| | 551—559 (известняк) | $0,24 \frac{HCO_{59}^3 SO_{39}^4 Cl_{12}}{Na_{68} Ca_{26} Mg_6}$ | Нет данных | Нет данных |
| | 568—577 (известняк) | $0,14 \frac{HCO_{50}^3 SO_{36}^4 Cl_{15}}{Na_{66} Ca_{20} Mg_{15}}$ | $Mg > Na > Ca$ | $2,30 \frac{SO_{59}^4 HCO_{33}^3 Cl_{18}}{Na_{91} Ca_9}$ |
| | 585—591 (известняк) | $0,16 \frac{SO_{64}^4 HCO_{36}^3 Cl_3}{Na_{64} Ca_{25} Mg_3}$ | Нет данных | Нет данных |
| N_{1t} | 611—617 (известняк) | $0,74 \frac{SO_{90}^4 HCO_{3}^3 Cl_1}{Ca_{37} Na_{31} Mg_4}$ | $Na > Ca > Mg$ | $4,16 \frac{SO_{70}^4 HCO_{15}^3 Cl_{14}}{Na_{72} Ca_4 Mg_4}$ |
| P | 652—660 (глина) | $0,74 \frac{SO_{41}^4 Cl_{30} HCO_{28}^3}{Na_{86} Ca_7 Mg_7}$ | Нет данных | Нет данных |

Таблица 13 (окончание)

| Возраст пород | Интервал опробования, м (литология) | Водная вытяжка | Поглощенные катионы | Отжим |
|----------------|-------------------------------------|---|---------------------|---|
| P | 634—640 (алевролит) | $0,52 \frac{HCO_{84}^3 Cl_{11} SO_{44}^4}{Na_{97} Ca_2 Mg_1}$ | Нет данных | Нет данных |
| | 663—665 (песчаник) | $0,32 \frac{Cl_{42} HCO_{39}^3 SO_{18}^4}{Na_{76} Ca_{19} Mg_4}$ | То же | То же |
| J_{3km-t} | 763—766 (песчаник) | $0,40 \frac{HCO_{75}^3 Cl_{16} SO_{9}^4}{Na_{96} Ca_2 Mg_2}$ | Нет данных | Нет данных |
| | 784—793 (глина) | $0,56 \frac{Cl_{60} HCO_{34}^3 SO_{6}^4}{Na_{72} Ca_3 Mg_2}$ | $Na > Ca > Mg$ | $13,2 \frac{Cl_{63} SO_{30}^4 HCO_{6}^3}{Na_{83} Ca_{11} Mg_6}$ |
| | 802—810 (глина) | $0,62 \frac{Cl_{60} HCO_{33}^3 SO_{7}^4}{Na_{98} Ca_3 Mg_2}$ | $Na > Ca > Mg$ | $20,3 \frac{Cl_{88} HCO_{6}^3 SO_{6}^4}{Na_{72} Ca_3 Mg_3}$ |
| | 828—832 (глина) | $0,52 \frac{Cl_{68} HCO_{25}^3 SO_{6}^4}{Na_{91} Ca_7 Mg_2}$ | Нет данных | $13,1 \frac{Cl_{77} SO_{15}^4 HCO_{3}^3}{Na_{92} Ca_3 Mg_2}$ |
| | 842—848 (глина) | $0,72 \frac{Cl_{68} HCO_{24}^3 SO_{3}^4}{Na_{96} Ca_2 Mg_2}$ | $Na > Ca > Mg$ | $12,2 \frac{Cl_{84} HCO_{3}^3 SO_{6}^4}{Na_{91} Ca_3 Mg_4}$ |
| | 855—863 (песчаник) | $0,24 \frac{Cl_{57} HCO_{35}^3 SO_{3}^4}{Na_{83} Ca_{12} Mg_4}$ | Нет данных | Нет данных |
| | 893—895 (глина) | $0,62 \frac{Cl_{68} HCO_{26}^3 SO_{6}^4}{Na_{96} Ca_2 Mg_2}$ | $Na > Ca > Mg$ | $22,6 \frac{Cl_{17} SO_{18}^4 HCO_{4}^3}{Na_{87} Ca_3 Mg_5}$ |
| | 898—903 (песчаник) | $0,32 \frac{Cl_{50} HCO_{41}^3 SO_{5}^4}{Na_{92} Ca_4 Mg_4}$ | Нет данных | Нет данных |
| S_{1+2} | 916—921 (известняк) | $0,12 \frac{HCO_{50}^3 Cl_{34} SO_{16}^4}{Na_{55} Ca_{34} Mg_{11}}$ | Нет данных | Нет данных |
| | 923—926 (известняк) | $0,34 \frac{HCO_{41}^3 Cl_{36} SO_{24}^4}{Na_{92} Ca_4 Mg_4}$ | $Na > Ca$ | $8,01 \frac{Cl_{61} SO_{23}^4 HCO_{16}^3}{Na_{89} Mg_6 Ca_5}$ |
| | 926—928 (известняк) | $0,20 \frac{HCO_{41}^3 Cl_{31} SO_{24}^4}{Na_{92} Mg_5 Ca_3}$ | $Na > Ca > Mg$ | $8,32 \frac{Cl_{57} SO_{23}^4 HCO_{20}^3}{Na_{91} Ca_3 Mg_3}$ |
| | 932—937 (известняк) | $0,28 \frac{HCO_{46}^3 SO_{31}^4 Cl_{22}}{Na_{87} Ca_6 Mg_6}$ | $Ca > Na > Mg$ | $9,64 \frac{Cl_{41} SO_{38}^4 HCO_{21}^3}{Na_{90} Ca_3 Mg_5}$ |
| | 971—972 (известняк) | $0,12 \frac{HCO_{54}^3 SO_{25}^4 Cl_{20}}{Na_{88} Ca_{21} Mg_{10}}$ | Нет данных | Нет данных |
| $\partial_0 S$ | 1074—1076 (известняк) | $0,20 \frac{HCO_{57}^3 Cl_{36} SO_{14}^4}{Na_{88} Ca_{24} Mg_{11}}$ | То же | То же |

также относятся к зоне активного (или активно-замедленного) водообмена; положение палеогена не ясно, а толща верхней юры находится, по гидрогеохимическим данным, в условиях зоны весьма замедленного водообмена. Нижележащие породы верхнего силура несут явные следы несоответствия отдельных составных частей ионно-солевого комплекса, а значит и не отвечают зоне замедленного водообмена. Причиной, очевидно, служит огромный перерыв в осадконакоплении, что привело к длительной гипергенной переработке пород верхнего силура и обусловило изменение первоначального облика (отвечавшего бассейну седиментации) ионно-солевого комплекса этой толщи.

Таблица 14
Характеристика ионно-солевого комплекса пород
(разрез скв. 3)

| Возраст пород | Интервал опробования, м (литология) | Водная вытяжка | Поглощенные катионы | Отжим |
|---------------|-------------------------------------|--|---------------------|---|
| N_{2P} | 86—87 (глина) | $0,3 \frac{HCO_{84}^3 SO_{10}^4 Cl_6}{Na_{24} Ca_3 Mg_2}$ | $Na > Ca > Mg$ | $2,6 \frac{Cl_{45} HCO_{32}^3 SO_{22}^4}{Na_{16} Mg_4}$ |
| N_{1m} | 187—188 (глина) | $0,4 \frac{HCO_{85}^3 SO_{83}^4 Cl_6}{Na_{96} Ca_2 Mg_1}$ | Нет данных | Нет данных |
| N_{1s_3} | 297—296 (глина) | $0,58 \frac{HCO_{79}^3 Cl_{13} SO_{83}^4}{Na_{16} Ca_2 Mg_2}$ | То же | То же |
| N_{1s_2} | 396—397 (глина) | $0,40 \frac{HCO_{26}^3 SO_{38}^4 Cl_{38}}{Na_{22} Ca_5 Mg_5}$ | $Na > Ca > Mg$ | $10,2 \frac{Cl_{91} SO_{11}^4 HCO_{33}^3}{Na_{24} Ca_5 Mg_1}$ |
| | 472—473 (мергель) | $1,2 \frac{Cl_{62} SO_{44}^4 HCO_{33}^3}{Na_{80} Ca_{13} Mg_7}$ | Нет данных | Нет данных |
| | 474—475 (известняк) | $0,38 \frac{Cl_{51} SO_{42}^4 HCO_{27}^3}{Na_{15} Ca_{40} Mg_5}$ | $Na > Ca > Mg$ | $18,1 \frac{Cl_{76} SO_{21}^4 HCO_{32}^3}{Na_{72} Mg_{18} Ca_{10}}$ |
| N_{1s_1} | 543—544 (известняк) | $0,86 \frac{Cl_{51} SO_{45}^4 HCO_{31}^3}{Na_{64} Ca_{29} Mg_5}$ | $Na > Mg > Ca$ | $30,6 \frac{Cl_{70} SO_{20}^4 HCO_{31}^3}{Na_{64} Ca_{12} Mg_4}$ |
| $P-T$ | 605—1302 (аргиллит) | $0,40 \frac{SO_{70}^4 HCO_{15}^3 Cl_{15}}{Na_{56} Ca_5 Mg_1}$ | $Ca > Na > Mg$ | $3,7 \frac{Cl_{49} HCO_{33}^3 SO_{19}^4}{Na_{95} Ca_3 Mg_2}$ |

Аналогичные выводы можно сделать и по скв. 3, расположенной в пределах Скифской плиты (табл. 14). Верхи разреза могут быть условно отнесены здесь к зоне активного водообмена; средние и нижесарматские породы принадлежат к зоне замедленного водообмена. Перерыв в осадконакоплении и денудация привели к изменению облика ионно-солевого комплекса нижележащих пород пермо-триаса. Вследствие этого они не отвечают зоне замедленного водообмена, к которой приурочены в настоящее время.

Таким образом, данные о ионно-солевом комплексе пород и сопоставление отдельных его частей между собой и с подзем-

ными водами можно использовать для решения задачи установления гидродинамических зон в разрезе бассейнов. Выводы о Молдавском бассейне, конечно, предварительного характера, поскольку они основываются на сравнительно небольшом фактическом материале и не подкреплены материалами о других бассейнах (из-за отсутствия таковых), но все же можно подчеркнуть следующее: 1) при непрерывности геологического разреза изучение ионно-солевого комплекса пород дает, по-видимому, достаточно надежные результаты для выявления гидродинамических зон в разрезе осадочного чехла бассейнов; 2) по изменению ионно-солевого комплекса пород устанавливаются длительные перерывы в осадконакоплении; при наличии последних нарушается соответствие между гидрохимическим обликом пород и принадлежностью их к той или иной гидродинамической зоне.

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

Химические типы вод и их состав

Воды досилурийских пород изучены недостаточно. Наиболее полные данные имеются для Северной и Северо-Западной Молдавии, где отдельные водоносные горизонты опробовались без изоляции один от другого. Поэтому толщу досилурийских пород условно рассматривают как единый водоносный комплекс. Однако следует иметь в виду, что воды приурочены главным образом к пачкам песчаников, среди которых наиболее важную роль играют песчаники могилев-подольской серии рифея.

В пределах Приднестровья на небольших участках отмечены безнапорные воды. Воды на основной территории развития обладают напором, величина которого над кровлей возрастает по мере погружения пород от 40 м в северо-восточной части Молдавии до 940 м в центре (с. Корнешты). Наибольшие абсолютные отметки статических уровней зафиксированы на севере Молдавии в пределах Хотинской возвышенности. В направлении далее на север, а также на юг пьезометрическая поверхность снижается. Таким образом, движение вод, по-видимому, направлено на север в сторону р. Днестр, где происходит частичная разгрузка их и, кроме того, на юг вслед за погружением толщи пород. Водообильность пород неодинакова. Наибольшие дебиты (до 2,0—10 л/с) зафиксированы в Приднестровье при самоизливе скважин. Удельные дебиты скважин составляют здесь 0,04—1,0 л/с. По мере погружения пород в южном направлении дебиты падают до 0,001 л/с.

В пределах изученной части досилурийского водоносного комплекса около 20% площади занимают воды карбонатного типа (табл. 15), на остальной территории развиты воды хлоридного типа. Карбонатные воды распространены на севере Молдавии срав-

Таблица 15

Развитие по площади вод различного типа (в %) в отдельных литолого-стратиграфических комплексах пород Молдавского артезианского бассейна

| Литолого-стратиграфический комплекс пород | Типы воды | | | Литолого-стратиграфический комплекс пород | Типы воды | | |
|---|-------------|------------|-----------|---|-------------|------------|-----------|
| | карбонатный | сульфатный | хлоридный | | карбонатный | сульфатный | хлоридный |
| N_2P | 25 | 75 | — | J_2 | — | — | 100 |
| N_1m | 80 | 20 | — | $P-T$ | — | — | 100 |
| N_1S_3 | 95 | 5 | — | C | — | — | 100 |
| N_1S_2 | 60 | 35 | 5 | D_{2-3} | — | — | 100 |
| N_1S_1 | 80 | 13 | 7 | S | 95 | — | 5 |
| K_2c | 95 | 5 | — | $до S$ | 20 | — | 80 |
| J_3 | — | — | 100 | | | | |

нительно узкой полосой вдоль субширотного отрезка долины р. Днестр, на обоих его берегах (рис. 11); полоса расчленена на два участка вклинивающимися в этом районе хлоридными водами («язык» хлоридных вод).

Минерализация вод карбонатного типа изменяется от 0,6 до 5,0 г/л, преобладают значения до 1,5 г/л. На миграционных кривых (рис. 12) видно, что узловая величина минерализации составляет 1,5 г/л, что позволяет разделить воды на две группы различного состава:

< 1,5 г/л; $HCO_3-Cl-Na$;

> 1,5 г/л; $Cl-HCO_3-Na$.

Содержание соды составляет в водах первой группы до 75 экв. % и уменьшается в водах второй до 40 экв. %. Изменение состава вод по площади не подчинено какой-либо закономерности: участки, занятые наиболее распространенными водами первой группы, чередуются с участками, где воды принадлежат ко второй группе.

Воды хлоридного типа относятся к соленным и слабым рассолам с величиной минерализации до 80 г/л. Воды имеют химический состав $Cl-Na-(Ca)$ или $Cl-Na-Ca$; в последних содержание кальция составляет 25—47 экв. %.

Гидрохимические особенности вод карбонатного и хлоридного типов различны. Так жесткость вод карбонатного типа изменяется от 0,06 до 8,6 мг-экв/л, чаще не превышает 1,76 мг-экв/л, вследствие чего их можно отнести к очень мягким и мягким водам. Хлоридные воды имеют жесткость от 59,5 до 382,1 мг-экв/л, т. е. принадлежат к категории очень жестких вод. Значения величины pH , достигающие 9,3, характерны для вод карбонатного типа,

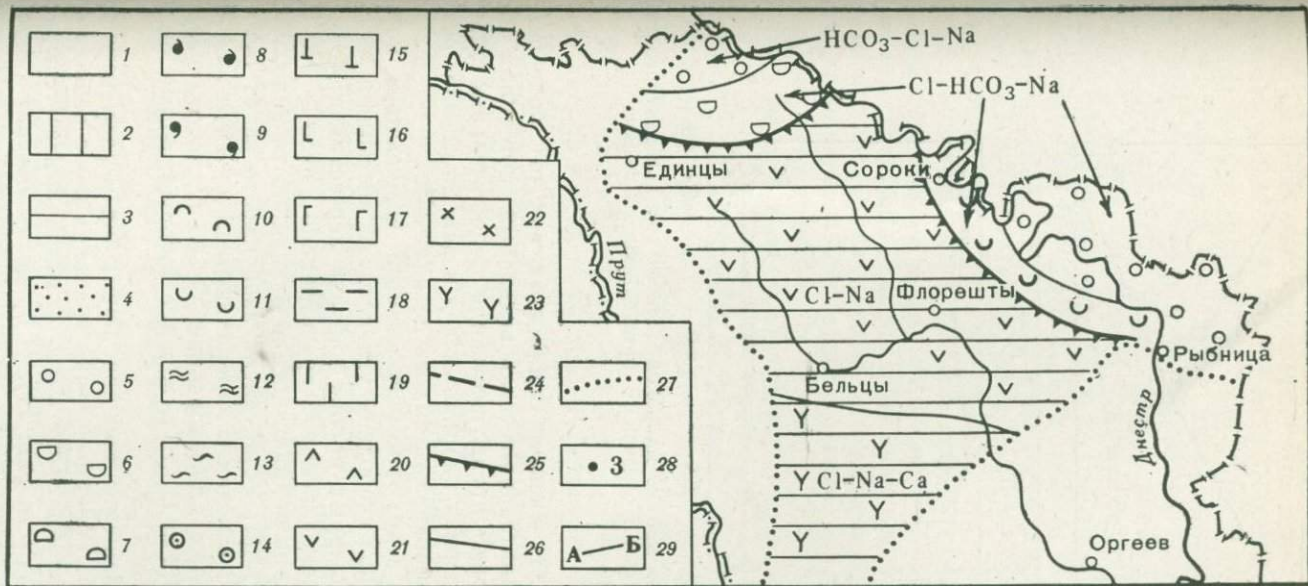


Рис. 11. Гидрохимическая карта-схема вод досилурийских отложений Молдавского артезианского бассейна

Гидрохимические типы вод: 1 — карбонатный, 2 — сульфатный, 3 — хлоридный.

Величина минерализации вод, г/л: а — карбонатного типа: 4 — менее 1,0; 5 — менее 1,5; 6 — более 1,5; 7 — 2,5—3,5; 8 — 1,5—2,5; 9 — менее 2,5; 10 — 1,0—2,5; 11 — 2,5—5,5; 12 — более 2,5; 13 — более 3,5; 14 — более 5,5; б — сульфатного типа: 15 — менее 1,5; 16 — 1,0—3,0; 17 — менее 1,0; 18 — 1,5—3,0; 19 — 1,0—1,5; в — хлоридного типа: 20 — 15—35; 21 — менее 35; 22 — 10—70; 23 — более 35.

Границы распространения: 24 — отложений, 25 — вод различных гидрохимических типов, 26 — вод различной минерализации, 27 — данных о химическом составе вод нет.

Прочие знаки: 28 — буровые скважины, 29 — линия разреза

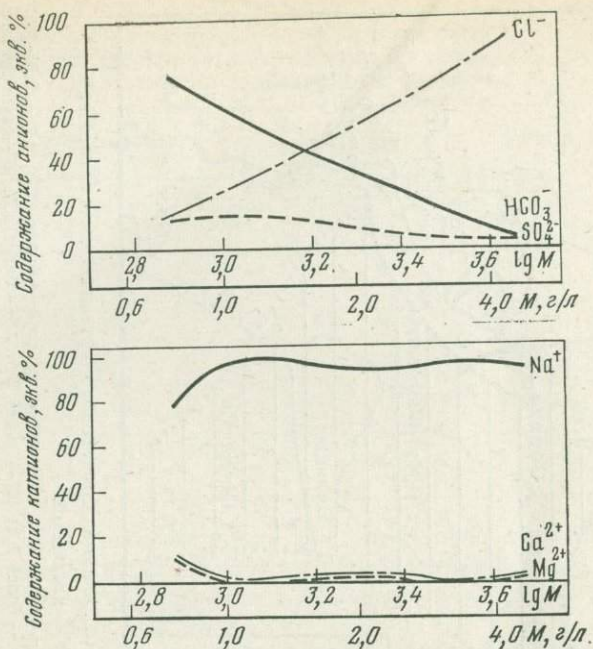


Рис. 12. Миграционные кривые макрокомпонентов вод карбонатного типа досилурийских отложений Молдавского артезианского бассейна

тогда как в пределах «языка» хлоридных вод рН колеблется от 7,3 до 8,4. Окислительно-восстановительный потенциал (Еh) карбонатных вод имеет преимущественно положительные значения до 310 мВ, для ряда хлоридных вод в районе «языка» отмечены отрицательные величины вплоть до -90 мВ.

Сероводорода в водах рассматриваемого водоносного комплекса нет. Содержание свободной углекислоты составляет от 0,8 до 32,5 мг/л; в некоторых пробах найдена агрессивная CO_2 — до 10,35 мг/л. Кремнекислоты сравнительно мало — от 5,4 до 19,0 мг/л. Величина перманганатной окисляемости колеблется от 0,6 до 102,4 мг O_2 /л. Установлена зависимость ее от суммы растворенных солей: в водах с минерализацией до 2 г/л окисляемость самая низкая; с минерализацией 2—10 г/л — она увеличивается до 10—13,2 мг O_2 /л, в водах с минерализацией более 10 г/л — до 102,4 мг O_2 /л.

Такие микрокомпоненты как иод, бром, бор и фтор изучены достаточно подробно. Границы распространения вод с разным содержанием иода четко повторяют контуры гидрохимической карты досилурийских пород (см. рис. 11). В пределах «языка» хлоридных вод обнаружено содержание иода — 0,3—0,71 мг/л; к югу, с ростом минерализации воды, концентрация иода возрастает

до 2,2—4,4 мг/л. К северо-западу и к юго-востоку от «языка», в карбонатных водах содержание иода падает и в самых пресных водах составляет 0,022—0,097 мг/л. Поведение брома аналогично иоду. В районе «языка» он содержится в количестве от 4,6 до до 15,7 мг/л, а в рассолах с минерализацией около 80 г/л — 170—250 мг/л. В водах карбонатного типа обнаружено всего 0,02—0,092 мг Вг/л. Бора присутствует сравнительно мало — 2,19—16,4 мг/л; зависимости количества этого компонента от величины минерализации воды не установлено. Фтор практически повсеместно (в Северном Приднестровье) — избыточный элемент против существующих питьевых норм. Его концентрация превышает 1,5 мг/л и достигает 20 мг/л. Наиболее богаты фтором воды карбонатного типа.

Из радиоактивных элементов определяли U, Ra и Rn. Гидрохимический фон по радону составляет 10—12 эман, в отдельных случаях содержание радона повышается до 200 эман. Закономерности распределения урана и радия связаны с химическим типом вод: ураном обогащены воды карбонатного типа, где его максимальные концентрации составляют $(1,6—6,5) \cdot 10^{-5}$ г/л; радия больше всего в водах хлоридного типа, и количество его достигает $(1,1—1,7) \cdot 10^{-11}$ г/л.

Воды силурийских пород изучены только в пределах Молдавской плиты. Сведений о водоносности пород силура, развитых на склоне плиты, известных под названием яргаринская серия, нет.

Воды силурийских пород напорны. На севере Молдавии величина напора над кровлей толщи составляет 27—40 м, а в г. Бендеры — более 420 м. Пьезометры устанавливаются на абсолютных отметках 106—130 м на северо-западе республики и снижаются в районе г. Бендеры до +29 м, что свидетельствует о движении вод в южном направлении. Водообильность пород различна, удельные дебиты скважин колеблются от 0,25 до 3,6 л/с.

Повсеместно в породах силура распространены воды карбонатного типа (рис. 13), за исключением небольшого участка в Унгенском районе, где установлены воды хлоридного типа. Минерализация карбонатных вод изменяется от 0,6 до 5,4 г/л, преобладает до 2,5 г/л. Узловые значения минерализации (рис. 14) составляют 2,5 и 3,2 г/л, что даёт основание выделить три группы вод, имеющих различный химический состав:

< 2,5 г/л; $\text{HCO}_3\text{—SO}_4\text{—Na—(Mg)—(Ca)}$;

2,5—3,2 г/л; $\text{SO}_4\text{—HCO}_3\text{—Cl—Na}$;

> 3,2 г/л; $\text{SO}_4\text{—Cl—HCO}_3\text{—Na}$.

Содержание соды резко снижается при переходе от первой группы ко второй и третьей примерно от 72 экв. % до 20—25 экв. %. Наименее минерализованные воды первой группы занимают большую часть площади распространения силурийских пород,

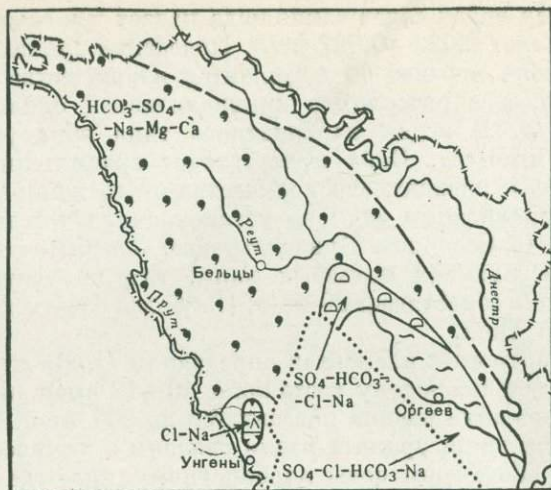


Рис. 13. Гидрохимическая карта-схема вод силурийских отложений
Условные знаки см. на рис. 11

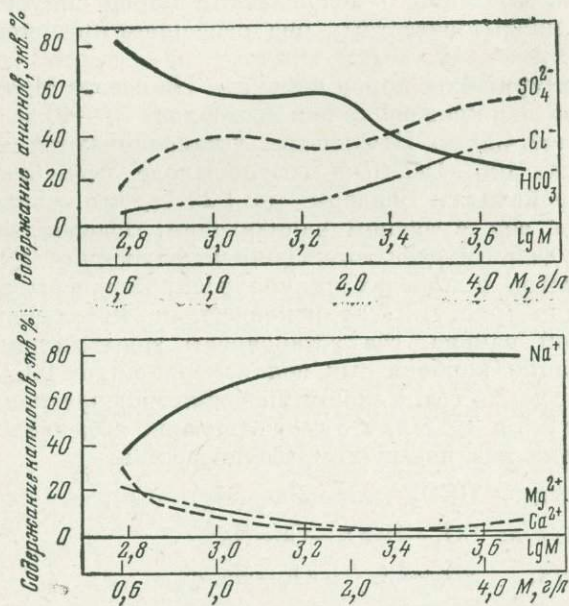


Рис. 14. Миграционные кривые макрокомпонентов вод карбонатного типа силурийских отложений Молдавского артезианского бассейна

прослеживаясь от северных границ Молдавии до широты г. Унгены. Следующие по распространенности — это воды третьей группы, протягивающиеся в виде полосы вдоль правобережья Днестра. Воды второй группы развиты на небольшой площади юго-восточнее г. Лазовска.

Таким образом, воды карбонатного типа силурийских отложений характеризуются преимущественно составом $\text{HCO}_3\text{—SO}_4\text{—Na}$ и $\text{SO}_4\text{—Cl—Na}$; воды $\text{SO}_4\text{—HCO}_3\text{—Na}$ имеют подчиненное значение.

Воды хлоридного типа, установленные лишь в пределах небольшого участка на западе республики (см. рис. 13), характеризуются минерализацией от 15 до 35 г/л. Во всем интервале минерализации химический состав вод примерно одинаков и описывается формулой $\text{Cl—(SO}_4\text{)—Na—Ca}$; содержание кальция достигает 20—25 экв. %.

Гидрохимические особенности вод силурийских отложений следующие.

Величина общей жесткости колеблется от 0,33 до 13,98 мг-экв/л, часто значения не превышают 4,64 мг-экв/л, что позволяет считать воды мягкими и умеренно жесткими. По величине рН, которая изменяется от 7,52 до 8,8, они слабощелочные. Величина Ен, замеренная в единичных пунктах, составляет от —86 до 100 мВ и свидетельствует о переходной (между окислительной и восстановительной) обстановке, свойственной силурийской толще.

На севере и северо-востоке Молдавии сероводород в водах не обнаружен. В узкой полосе северо-западного простирания, проходящей через г. Бельцы, H_2S присутствует в количестве от 0,5 до 6,3 мг/л. Самые высокие его содержания выявлены на площади, находящейся к юго-востоку от г. Оргеев — 17,0 мг/л и на Унгенском участке — 157,0 мг/л. Содержание свободной углекислоты — от 4,2 до 26,5 мг/л.

Концентрация кремнекислоты изменяется от 4,9 до 38,7 мг/л. Наиболее богаты ею воды крайнего северо-запада Молдавии (свыше 20 мг/л), самые низкие количества (менее 10 мг/л) отмечены на юго-востоке. Перманганатная окисляемость вод низкая, составляет 1,2—10,6 мг O_2 /л; наблюдается некоторое увеличение ее с ростом минерализации воды.

По распределению микрокомпонентов — иода, брома, бора и фтора — выявлены некоторые закономерности. В водах севера и северо-востока Молдавии количество иода минимально и не превышает 0,1 мг/л. Далее к югу следует широкая полоса развития вод, в которых концентрация иода колеблется от 0,1 до 0,5 мг/л. Наконец, еще далее к югу и к юго-западу (к Припутью) в водах содержится более 0,5 мг/л, а в отдельных пунктах до 5,5 мг/л. Аналогично себя ведет и бром, количество которого от значений менее 0,1 мг/л на севере увеличивается в направлении на юго-запад до 80 мг/л. Концентрация бора изменяется от 0,19 до

36,0 мг/л и также нарастает с северо-востока на юго-запад; самая ее большая величина (36,0 мг/л) отмечена на территории Унгенского участка.

Интересны закономерности в распределении фтора. В водах крайней северной части Молдавии его содержание ниже общепринятых норм для питьевых вод (менее 0,5 мг/л). Оптимальные содержания его — 0,5—1,5 мг/л — установлены в полосе, которая от пос. Липканы протягивается к р. Реут. Сложная картина распространения фтора выявлена на площади, примыкающей к долине р. Реут. Здесь на близком расстоянии концентрация фтора изменяется от 0,75—2,0 мг/л до 7—10 мг/л. Такие резкие колебания, по-видимому, можно объяснить связью подземных вод силурийских отложений с водами верхнемеловых пород; в последних здесь отмечено повышенное содержание фтора. Связь может быть обусловлена тектоническими нарушениями или недостаточно хорошей изолированностью одного горизонта от другого при эксплуатации. Вниз по течению р. Днестр в районе гг. Дубоссары и Бендеры установлены сравнительно высокие количества фтора — 5,0—8,0 мг/л. На Унгенском участке фтор присутствует в количестве 2—3,2 мг/л.

Радиоактивными элементами воды силурийских отложений бедны. Урана обнаружено не более $5,5 \cdot 10^{-7}$ г/л, радия — $5 \cdot 10^{-12}$ г/л, радона — от 1,9 до 6,0 эман.

Воды девонских отложений известны главным образом в пределах Молдавской впадины. Изучены они очень слабо. Вскрыты в связи с нефтепоисковыми работами на Баймаклийской, Баурчинской и Алуатской площадях. Воды приурочены к прослоям песчаников, известняков, доломитов, залегающих на различных глубинах. Интервалы опробования составляют 1322—1330 м на Баймаклийской и 3910—3925 м на Алуатской площади.

На Баймаклийской площади, где воды залегают ближе всего к поверхности, они относятся к очень слабым рассолам (до 70 г/л). В Баурчинском районе минерализация возрастает до 71,9—124,3 г/л. И, наконец, на Алуатском участке, где воды глубже погружены, они крепкие рассолы с количеством растворенных солей до 195,5 г/л. Воды принадлежат к хлоридному типу, их формула Cl—Na—(Ca); содержание кальция составляет 14—18 экв.%. Величина pH колеблется от 5 до 7,6. Концентрация иода изменяется от 1,2 до 9,0 мг/л, брома — от 10,0 до 300 мг/л, бора — от 2,5 до 30 мг/л. Обнаружено высокое содержание иона NH_4^+ , от 30,0 до 112,5 мг/л. Характерна некоторая обогащенность радием ($2,9 \cdot 10^{-11}$ г/л), при низком содержании урана ($6 \cdot 10^{-7}$ г/л).

Воды каменноугольных отложений вскрыты только на территории Молдавской впадины на глубинах от 1235 до 2820—3200 м, и обладают напором, величина которого над кровлей достигает 1700 м.

По химическому типу воды принадлежат к хлоридным. На

Баурчинской площади минерализация их составляет 68,7—105,3 г/л, формула — Cl—Na—(Ca) , содержание кальция 14—15 экв.%, величина рН 7,4—8,65. Концентрация микрокомпонентов изменяется: иода — от 7 до 25 мг/л, брома — от 167,7 до 287 мг/л и бора — от 4,8 до 16 мг/л. Количество NH_4^+ колеблется от 10,6 до 172,5 мг/л.

В юго-восточной части Молдавской впадины (на Алуатской площади) вскрыты воды с минерализацией 54,9 г/л, т. е. значительно более низкой, чем в пределах Баурчинской площади. Возможно, пониженная минерализация объясняется недостаточной подготовкой скважин для опробования. Но вероятно и другая причина, связанная с различным литологическим составом пород каменноугольного возраста. Так, на Алуатском участке установлено переслаивание известняков и аргиллитов, тогда как на Баурчинской структуре вскрыты известняки с прослоями ангидритов и известковых доломитов. Воды Алуатской площади имеют формулу Cl—Na—(Ca) , количество кальция достигает в них 12 экв.%. Концентрация иода составляет 29,2 мг/л, брома — 6,1 мг/л, бора — 109,6 мг/л.

Воды пермо-триасовых отложений изучены очень слабо. Данные имеются для Молдавской впадины (Готештской, Баймаклийской, Андрушинской нефтеразведочным площадям) и по Скифской плите (южнее г. Кагул). Воды напорные, величина напора над кровлей пород достигает 1400 м. Удельные дебиты скважин колеблются от 0,0001 до 0,024 л/с.

В Молдавской впадине минерализация вод изменяется от 66,7 до 91,5 г/л. Поинтервальное опробование, проводившееся для одной скважины, свидетельствует о закономерном увеличении минерализации с глубиной; в интервале 1309—1313 м она составляет 66,7 г/л, в интервале 1456—1459 м — 76,7 г/л, в интервале 1581—1585 м — 87,3 г/л, наконец, на глубине 1677—1682 м — 91,5 г/л. По химическому типу воды хлоридные, преобладающие компоненты — Cl—Na—(Ca) . Величина рН колеблется от 5,5 до 8,65. Микрокомпоненты присутствуют в количествах: иод — от 19,04 до 29 мг/л, бром — до 187,5 мг/л. Концентрация иона аммония изменяется в широких пределах — от 2 до 112,5 мг/л.

В районе Скифской плиты воды пермо-триасовых отложений вскрыты на глубине 576—624 м. Залегая непосредственно под неогеновыми породами на меньшей глубине, чем в Молдавской впадине, эти воды имеют, естественно, и гораздо меньшую минерализацию — от 57,6 до 60,9 г/л. По химическому типу они хлоридные, состав их Cl—Na—(Ca) , величина рН около 8,0. Содержание брома — 58,9 мг/л, NH_4^+ — 86,4 мг/л. Радия присутствует $(1,4—9,5) \cdot 10^{-11}$ г/л, урана — $3,3 \cdot 10^{-6}$ г/л.

Воды среднеюрских отложений (байос-бат) известны только в Молдавской впадине. Глинистые породы, развитые на Молдавской плите и ее склоне, безводны и могут рассматриваться как водонепроницаемые. Прослой аргиллитов, алевролитов и песчаников обводнены,

воды высоконапорные, величина напора над кровлей достигает 1420 м. Удельные дебиты скважин — не более 0,01—0,7 л/с.

Минерализация вод среднеюрских отложений изменяется от 53,9 до 108,5 г/л. По химическому с типу они хлоридные, преобладающие компоненты — $\text{Cl}-\text{Na}(\text{Ca})$, с концентрацией кальция до 15—17 экв.%. Величина pH колеблется от 6,2 до 8,65, обычно не превышает 7,5. Воды обогащены ионом NH_4^+ , который присутствует в количестве 8,3—112,5 мг/л. Содержание иода — около 6 мг/л, брома — 15,9 мг/л. Установлено довольно много радия — до $9,6 \cdot 10^{-11}$ г/л; для урана характерны низкие концентрации — $1 \cdot 10^{-7}$ г/л.

Воды верхнеюрских отложений (келловей — оксфорд) известны в Молдавской впадине и на ее склоне. Обладают высоким напором, превышающим 1000 м над кровлей пород.

Минерализация вод колеблется от 20,8 до 114,4 г/л; наименее минерализованы воды в купольных частях Готештского и Баймаклийского поднятий. Воды повсеместно имеют хлоридный тип, формула их химического состава — $\text{Cl}-\text{Na}-(\text{Ca})$. Величина pH меняется от 5 до 8,65, чаще не превышает 7,6. Ионы аммония присутствуют в количестве до 105 мг/л, содержание иода — около 4,0 мг/л, брома — более 25 мг/л, бора — 1,24—75 мг/л.

Воды верхнеюрских отложений (кимеридж — титон) распространены главным образом на склоне Молдавской плиты и занимают северо-восточную часть Молдавской впадины. Водовмещающие породы — известняки, находящиеся в основании верхнеюрского разреза и прослой песчаников и алевролитов, присутствующие среди глин. Верхняя часть разреза, сложенная ангидритами и глинами общей мощностью до 270 м, служит региональным водупором. Нижняя содержит воды высоконапорные, величина напора над кровлей пород превышает 1000 м. Водообильность пород слабая, удельные дебиты скважин составляют 0,026—0,12 л/с.

По величине минерализации воды относятся к рассольным с количеством растворенных солей от 46 до 103,0 г/л. Примерно до концентрации 50 г/л воды имеют сульфатный тип хлоридно-магниевого подтипа и характеризуются формулой $\text{Cl}-(\text{SO}_4)-\text{Na}$. При более высокой минерализации тип вод становится хлоридным, формула воды — $\text{Cl}-\text{Na}-(\text{Ca})$, концентрация кальция достигает 10—15 экв.%. Величина pH колеблется от 6,7 до 7,7; иона NH_4^+ присутствует до 28,8 мг/л, иода — более 10 мг/л, брома — около 80 мг/л, бора — 25—66,7 мг/л.

Воды верхнемеловых отложений наиболее изучены в северной части Молдавии, значительно меньше в центральной и на юго-востоке. Водоносными являются известняки, кварц-глауконитовые пески, конгломераты, песчаники, залегающие главным образом в нижней части разреза. Воды обладают напором, который увеличивается к югу по мере погружения пластов и достигает 440 м над кровлей пласта. Водообильность пород весьма различна: макси-

мальные дебиты скважин достигают 10—30 л/с, минимальные — 0,03 л/с.

В пределах изученной части водоносного комплекса практически 100% площади занимают воды карбонатного типа, лишь в г. Унгены вскрыты соленые воды хлоридного типа с минерализацией 28 г/л (рис. 15).

Минерализация карбонатных вод колеблется от 0,8 до 5,4 г/л, преобладает до 2,5 г/л. Узловая величина минерализации (рис. 16) составляет 1,4 г/л, что позволяет выделить две группы вод, имеющих различный химический состав:

$< 1,4$ г/л; $\text{HCO}_3\text{—SO}_4\text{—Na—(Mg)}$;

$> 1,4$ г/л; $\text{SO}_4\text{—HCO}_3\text{—Na}$.

Содержание соды снижается с ростом минерализации от 80 экв.% в водах первой группы до 43 экв.% в водах второй группы. По площади распространения химический состав карбонатных вод изменяется. Наименее минерализованные воды первой группы занимают большую часть площади распространения комплекса, прослеживаясь от северного Приднестровья примерно до широты г. Унгены. Воды второй группы тяготеют к Приднестровью. Таким образом, с учетом распространенности воды верхнемеловых отложений преимущественно имеют состав $\text{HCO}_3\text{—SO}_4\text{—Na—(Mg)}$, в меньшей мере — $\text{SO}_4\text{—HCO}_3\text{—Na}$.

По величине жесткости воды относятся к очень мягким и мягким. Суммарное содержание в них солей $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$ не превышает обычно 2,5 мг-экв/л. Лишь в двух пунктах вскрыты жесткие воды (12,9—14,8 мг-экв/л). Величина pH — колеблется от 7,1 до 9,5, часто встречающиеся значения составляют 8,0—8,7, что позволяет считать воды слабощелочными. Величина Eh — изменяется от положительных (+100 мВ) до отрицательных значений (—150 мВ), свидетельствуя о переходных окислительно-восстановительных условиях в толще верхнемеловых отложений.

Сероводорода в водах практически нет. На большей части территории воды не имеют даже запаха H_2S или, если и имеют, то его концентрация настолько мала, что методами химического анализа он не улавливается. Наличие сероводорода установлено в пределах Унгенского района в водах некоторых скважин, где количество его колеблется от 1,36 до 10,9 мг/л и достигает 142,8 мг/л. В отдельных пунктах сероводород обнаружен в районе г. Дубоссары (до 22,1 мг/л). Содержание свободной углекислоты составляет 2,35—29,14 мг/л.

Кремнекислота присутствует в водах всех опробованных скважин в количестве от 12,0 до 47,6 мг/л. С учетом величины перманганатной окисляемости в области развития вод верхнемеловых отложений устанавливаются три участка: северо-восточный, в пределах которого окисляемость самая низкая и не превышает 2 мг O_2 /л; центральный, где она возрастает до 2—10 мг O_2 /л; юго-

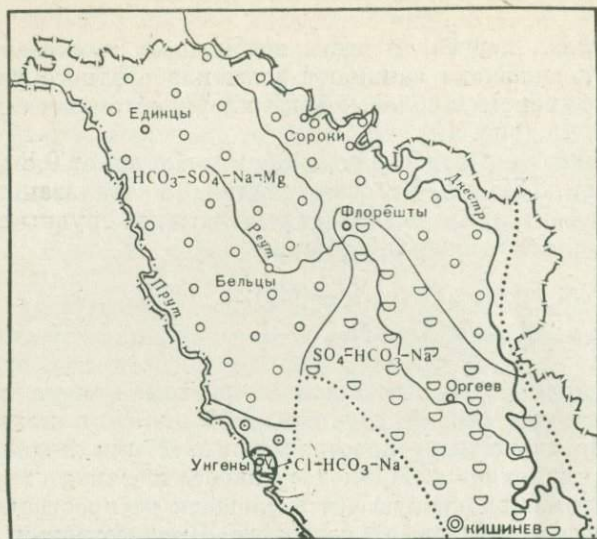


Рис. 15. Гидрохимическая карта-схема вод верхнемеловых отложений
Условные знаки см. на рис. 11

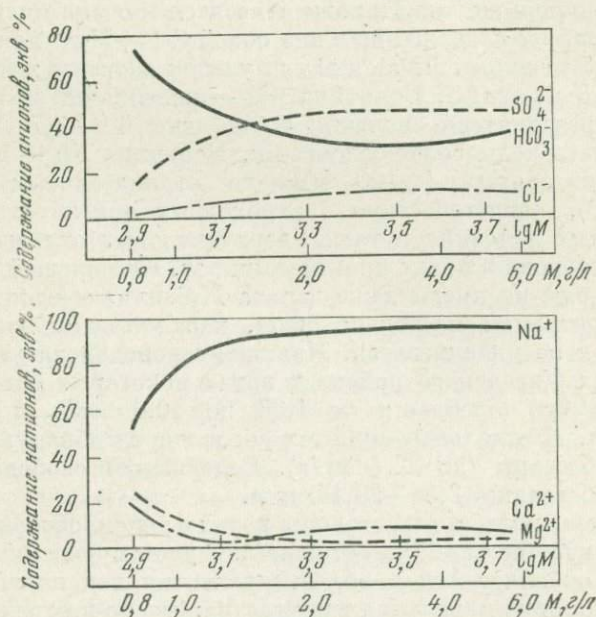


Рис. 16. Миграционные кривые макрокомпонентов вод карбонатного типа верхнемеловых отложений Молдавского артезианского бассейна

западный, характеризующийся наибольшей окисляемостью, достигающей 16—21,4 мг O_2 /л.

Микрокомпоненты (I, Br, B, F) изучены довольно подробно. Наблюдается общее увеличение содержания иода в водах в направлении с севера на юг — от 0,02—0,1 мг/л до 0,1—0,39 мг/л. Аномальны — соленые воды Унгенского участка: в них количество иода достигает 12,6 мг/л. Брома присутствует очень мало — от 0,015 до 0,655 мг/л и лишь в Унгенском районе повышается до 20—22 мг/л. Количество бора колеблется от 2,6 до 39,44 мг/л и увеличивается в направлении с северо-востока на юг и юго-запад. Закономерно распределен фтор: самые низкие его концентрации (в отдельных водопунктах — менее 0,5 мг/л) характерны для северных районов Молдавии. Южнее протягивается обширная полоса, простирающаяся с северо-запада на юго-восток, в пределах которой в водах содержится от 1 до 3—3,5 мг F^- /л. Еще южнее, вдоль долины р. Прут, развиты воды с высокой концентрацией фтора — от 7,5 до 20 мг/л.

Подземные воды верхнемеловых отложений бедны радиоактивными элементами. Гидрохимический фон по урану составляет $1,0 \cdot 10^{-7}$ г/л, по радю — $5 \cdot 10^{-12}$ г/л, радона присутствует не более 8,7 эман.

Воды палеогеновых отложений вскрыты единичными скважинами в районе пос. Новые Анены, сс. Кицканы, Костешты, Еникиой и др. и изучены очень слабо. Воды напорные, водообильность пород незначительна, дебит скважин при самоизливе не превышает 0,05 л/с.

Минерализация вод колеблется от 1,4 до 14,5 г/л. Примерно до минерализации 5,9 г/л воды имеют карбонатный тип, затем сульфатный. Состав их изменяется вслед за минерализацией от HCO_3-SO_4-Na через $SO_4-HCO_3(Cl)-Na$ до $Cl-SO_4-Na$. Содержание соды невелико и составляет примерно 10 экв.%. Микрокомпоненты в водах палеогена не изучены. Заслуживают внимания единичные данные, имеющиеся по Баймаклийской площади, где обнаружен иод — 19,4 мг/л, бор — 51,7 мг/л и бром — 80 мг/л.

Воды тортонских отложений приурочены к известнякам, пескам и песчаникам. В северо-западной части республики рифовые известняки тортона прорезаются гидрографической сетью, и воды выводятся на поверхность в виде родников. Дебиты родников колеблются от 0,3 до 6,0 л/с. На остальной территории воды тортонских отложений напорные. Напоры увеличиваются с севера на юг, достигая величины 190 м над кровлей пласта. Удельные дебиты скважин не превышают 0,1 л/с, поэтому эксплуатация тортонского горизонта всегда ведется совместно с нижнесарматским. Отдельно горизонт вскрыт и опробован единичными скважинами в северном и центральном Припутье.

Подземные воды тортонских отложений почти нацело принадлежат к карбонатному типу. Минерализация их изменяется

от 0,7 до 5,9 г/л. По составу выделяются две группы вод:

< 3 г/л; $\text{HCO}_3\text{—SO}_4\text{—Na—(Ca)}$;

> 3 г/л; $\text{Cl—HCO}_3\text{—Na}$.

Наиболее распространены воды первой группы. Содержание соды изменяется от 2 до 68 экв. %.

Все прочие показатели подземных вод тортона изучены очень слабо. Известно, что величина рН колеблется от 7,0 до 8,1 (в отдельных пунктах до 8,65). Сероводород не обнаружен, свободного CO_2 содержится до 16,9 мг/л. Кремнекислота присутствует в количестве 26,3—57,0 мг/л. Величина перманганатной окисляемости на севере республики изменяется от 0,88 до 2,96 мг O_2 /л и возрастает в центральных районах до 24 мг O_2 /л.

Микрокомпонентами подземные воды тортонских отложений, по-видимому, бедны. Йода в них обнаружено 0,04—0,08 мг/л, брома — 0,05—0,26 мг/л, бора — до 2,2 мг/л. И лишь только в воде одной скважины, находящейся в Унгенском районе, отмечается повышенное содержание этих элементов, соответственно 7,0, 40,0 и 36,6 мг/л.

Воды нижнесарматских отложений имеют в Молдавии наибольшее практическое значение. Коллекторские свойства и водообильность пород изменчивы как по площади, так и в разрезе, что обуславливается особенностями литологии этой карбонатно-терригенной толщи и характером трещиноватости известняков. На самом севере Молдавии, где воды нижнесарматских отложений не обладают напором, наряду с районами, для которых типичны мощные родники и скважины с удельными дебитами 0,1—3 л/с и более, известны отдельные безводные или маловодные участки. На значительной части территории Молдавии воды нижнесарматских пород имеют напор. Величина его над кровлей составляет на севере 2—40 м и достигает на юге 300 м и более. Пьезометрическая поверхность характеризуется сложными очертаниями в связи с дренирующим воздействием рек и длительной эксплуатацией подземных вод. Абсолютные отметки статических уровней составляют на севере 200 м и снижаются к юго-западу и юго-востоку до 7—10 м, что свидетельствует о наличии регионального потока вод к Черному морю и к долинам крупных рек — Прут и Днестр.

Наибольшая водообильность пород нижнего сармата отмечена в долинах рек Реут, Днестр и Прут, где развиты сильнотрещиноватые и закарстованные известняки. Максимальные дебиты скважин здесь достигают 20 л/с, удельные дебиты — 5—7 л/с. В направлении к юго-западу и юго-востоку водообильность пород снижается — дебиты скважин составляют 3—5 л/с, удельные дебиты 0,04—0,2 л/с. В ряде пунктов (например, г. Кишинев и др.) установлена гидравлическая связь подземных вод нижнего сармата с водами покрывающих или подстилающих его пород.

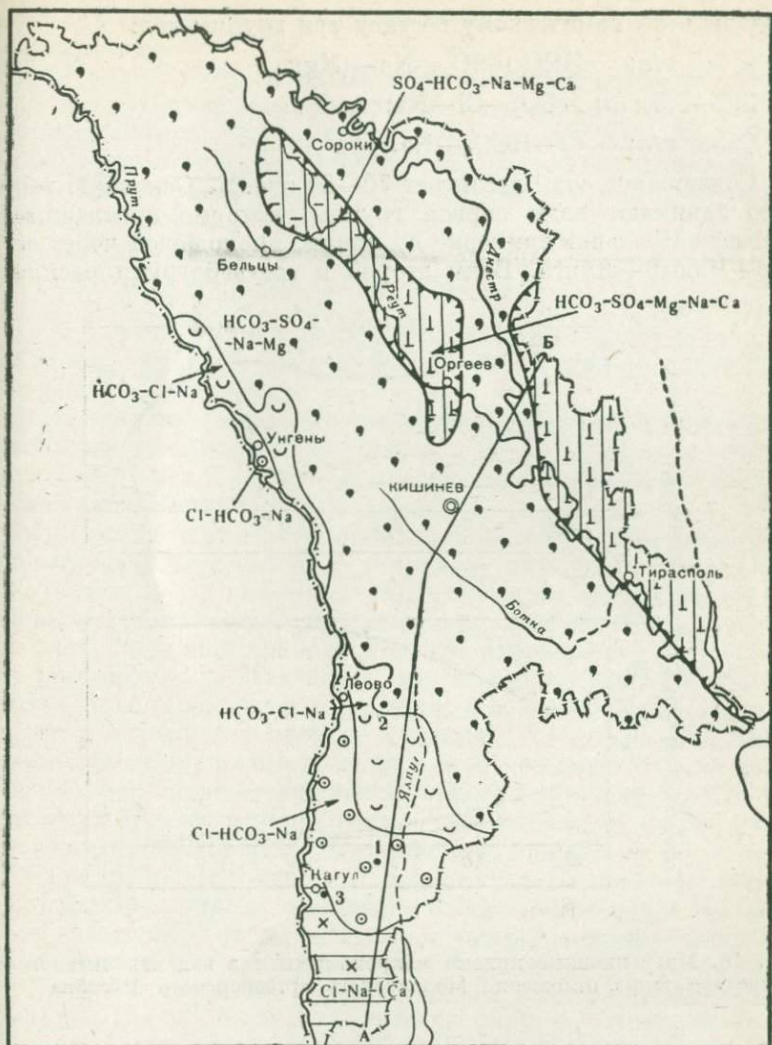


Рис. 17. Гидрохимическая карта-схема вод нижнесарматских отложений
Условные знаки см. на рис. 11

В пределах нижнесарматского водоносного комплекса на 80% площади распространены подземные воды карбонатного типа (рис. 17). На остальной территории воды имеют сульфатный и хлоридный типы.

Минерализация вод карбонатного типа изменяется в интервале 0,6—10 г/л, преобладающие значения не превышают 2,5 г/л. Узловые величины составляют (рис. 18) 2,5 и 5,5 г/л, что позволяет

выделить по химическому составу три группы вод:

<2,5 г/л; $\text{HCO}_3\text{—SO}_4\text{—Na—(Mg)}$;

2,5—5,5 г/л; $\text{HCO}_3\text{—Cl—Na}$;

>5,5 г/л; $\text{Cl—HCO}_3\text{—Na}$.

Содержание соды достигает 70—80 экв.%. Основную территорию занимают воды первой группы, которые прослеживаются с севера Молдавии примерно до линии, проходящей через гг. Лово—Чадыр—Лунга. Воды второй и третьей групп распростра-

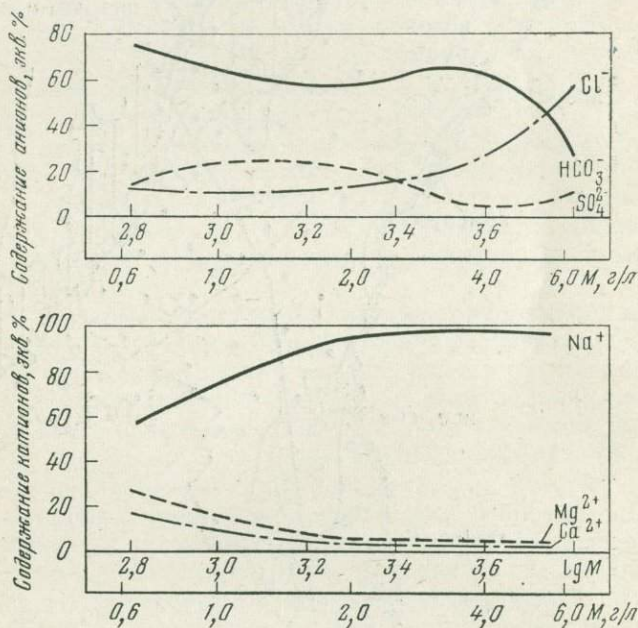


Рис. 18. Миграционные кривые макрокомпонентов вод карбонатного типа нижнесарматских отложений Молдавского артезианского бассейна

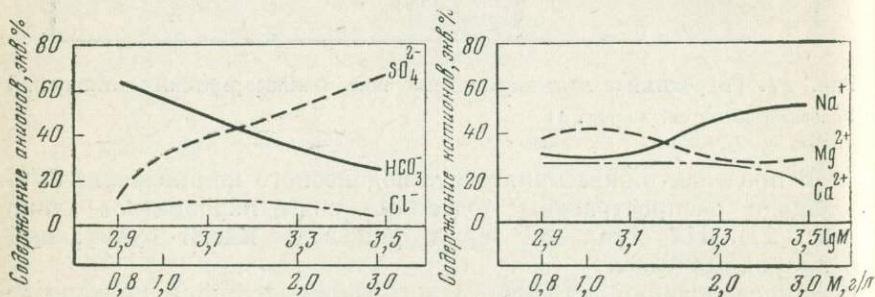


Рис. 19. Миграционные кривые макрокомпонентов вод сульфатного типа нижнесарматских отложений Молдавского артезианского бассейна

нены к югу от этой линии и протягиваются узкой полосой в Унгенском районе.

Воды сульфатного типа распространены ограниченно и выявлены в юго-восточной и центральной частях бассейна (см. рис. 17). Минерализация их изменяется от 0,8 до 3,0 г/л. По миграционным кривым (рис. 19) установлен один узел минерализации — 1,5 г/л. Исходя из этого, по химическому составу воды можно разделить на две группы:

<1,5 г/л; $\text{HCO}_3\text{—SO}_4\text{—Mg—Na—Ca}$;

1,5—3,0 г/л; $\text{SO}_4\text{—HCO}_3\text{—Na—Mg—Ca}$.

Воды первой группы распространены несколько шире, чем воды второй группы и приурочены к юго-восточным Приднестровским районам бассейна.

Воды хлоридного типа установлены лишь на самом юге Молдавии. Минерализация их колеблется от 10 до 70 г/л, по химическому составу они Cl—Na—(Ca) ; содержание кальция в отдельных случаях превышает 20 экв. %.

Гидрохимические особенности вод нижнего сармата следующие.

Жесткость изменяется в широком интервале от 0,25 до 34,25 мг-экв/л, что позволяет выделить среди вод очень мягкие, мягкие, жесткие и очень жесткие воды. Мягкие и очень мягкие воды распространены наиболее широко. Примерно до г. Кишинева они занимают всю западную часть территории республики, а южнее этого города прослеживаются от долины р. Прут до долины р. Днестр и доходят вплоть до границы с Украиной. На северо-востоке и востоке развиты жесткие и очень жесткие воды. Особенно большая роль принадлежит последним: они установлены в междуречье Реут — Днестр, в долине р. Реут, а к югу от г. Дубоссары выявлены на левом берегу Днестра.

Величина рН составляет от 6,8 до 9,2. Примерно до широты г. Тирасполь с учетом значений рН всю территорию Молдавии можно разделить на две части: большую — северо-восточную, где значение рН не превышает 8,0 и лишь только в водах отдельных пунктов отмечены более высокие значения, меньшую — западную, где рН выше 8,0, нередко выше 8,5 и достигает 9,2. Южнее широты г. Тирасполь, т. е. весь юг Молдавии, занят слабо щелочными водами, с рН ~ 8,0.

Значения величины окислительно-восстановительного потенциала (E_h) зависят от глубины погружения толщи нижнесарматских пород и степени их дренированности. На севере, северо-востоке и вдоль долины р. Днестр по ее левому берегу (почти до г. Тирасполь) E_h имеет положительные значения, до 280 мВ. Вся прочая территория Молдавии характеризуется отрицательными величинами E_h . Они колеблются от —10—20 до —200 мВ в центральных и южных районах и достигают —140—(—)340 мВ в Унгенской впадине, в южном Припрутье и на самом крайнем юге Молдавии.

Сероводорода в водах нижнесарматских отложений на севере нет совсем или его присутствует не больше 1 мг/л. Центральная и юго-восточная части Молдавии заняты водами, концентрация сероводорода в которых составляет 1—10 мг/л. На юго-западе содержание H_2S увеличивается до 10—15 мг/л и более. Интересно отметить поведение этого компонента в воде скважины, пробуренной в г. Кагул и вскрывшей рассольную воду. В 1966 г. сероводорода в ней было 102 мг/л, в 1967 г. — 61 мг/л, а в 1970 г. — снизилось до 37,4 мг/л. Количество свободного CO_2 , как правило, колеблется от 0,3 до 30 мг/л, редко до 50 мг/л. Аномально высокое содержание CO_2 установлено в воде названной ранее скважины г. Кагула. Интересно, что в отличие от H_2S концентрация CO_2 в ней постепенно увеличивается: в 1967 г. — 66,9 мг/л, а в 1970 — 212,1 мг/л.

Кремнекислота установлена в количестве от 5 до 67 мг/л. Поведение ее свидетельствует о связи с величиной минерализации: концентрация до 20 мг/л характерна для пресных и слабосоленых вод, в сильно соленых и соленых водах ее присутствует 20—50 мг/л и более. Воды сравнительно богаты органическим веществом, причем выявлена связь величины перманганатной окисляемости с минерализацией: воды с наиболее низкой минерализацией имеют окисляемость менее 2 мг O_2 /л, с повышенной (в районе Припрудья) — 10—50 мг O_2 /л; на прочей территории окисляемость вод колеблется от 2 до 10 мг O_2 /л.

Зависимость от минерализации намечается и в распространении иода. Самые низкие его концентрации (менее 0,05 мг/л) свойственны наиболее пресным водам, распространенным на севере Молдавии. Соленые воды содержат иода 0,05—0,1 мг/л. Юго-запад (в пределах Припрудья) и юго-восток Молдавии занимают воды повышенной минерализации с концентрацией иода, равной 0,1—0,5 мг/л и более. Больше всего иода в рассолах Кагульской скважины — до 9,5 мг/л.

Зависимость распределения брома от минерализации выражена слабее. На основной площади развиты воды, в которых брома присутствует менее 0,5 мг/л. В отдельных скважинах или на отдельных площадях количество брома достигает 1—2 мг/л. Больше всего брома в рассолах Кагульской скважины — 30,5 мг/л. Содержание бора в водах нижнего сармата зависит от минерализации: в самых пресных водах северо-восточной и центральной частей Молдавии бора присутствует менее 5 мг/л. К востоку и к западу концентрация его увеличивается от 5 до 10 мг/л, а в Припрудье до 30 мг/л. До 200 мг В/л обнаружено в рассолах скважины г. Кагула.

Содержание фтора колеблется в широких пределах, составляя от 0,1 до 19 мг/л. Воды с самой низкой концентрацией фтора — 0,1—0,5 мг/л — прослеживаются, начиная с северо-востока Молдавии, и узкой полосой меридионального направления пересекают всю территорию республики, уходя за ее южную границу. После-

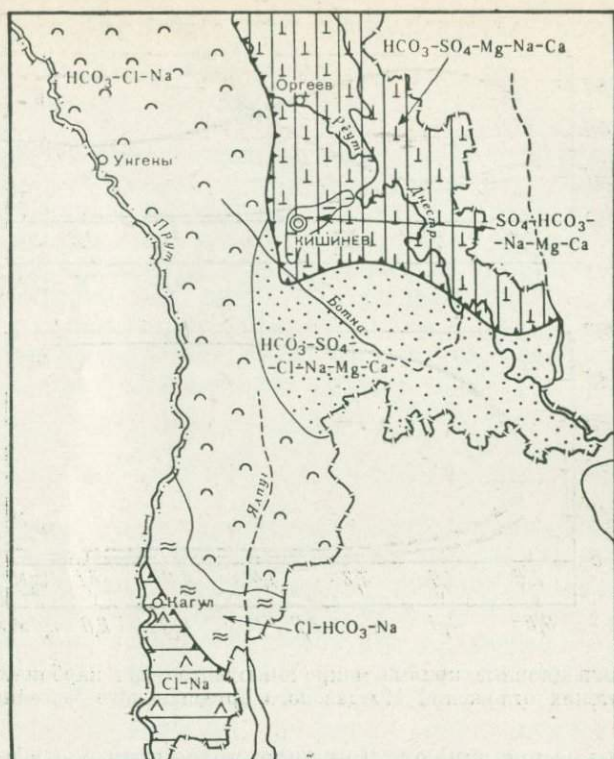


Рис. 20. Гидрохимическая карта-схема вод среднесарматских отложений
Условные знаки см. на рис. 11

довательно к западу и востоку их сменяют воды, в которых фтора присутствует 0,5—1 и 1—5 мг/л. На крайнем западе и юго-западе (в Припрутье) количество фтора достигает 5—15 мг/л. Очень много фтора — 19 мг/л — обнаружено в воде скважины, пробуренной в Фалештском районе.

Концентрация урана колеблется от $1,0 \cdot 10^{-7}$ до $2 \cdot 10^{-5}$ г/л, радий присутствует в количестве $1 \cdot 10^{-12}$ до $8,8 \cdot 10^{-11}$ г/л. Содержание радона низкое и обычно составляет не более 8,4 эман.

Воды среднесарматских отложений приурочены к известнякам и прослоям песков и песчаников, залегающих в толще глин. На севере Молдавии воды ненапорные, южнее г. Бендеры они приобретают напор, величина которого над кровлей пород постепенно увеличивается по мере погружения водовмещающих толщ от 30 до 400 м и более. Абсолютные отметки пьезометрической поверхности снижаются с севера на юг и юго-запад. В юго-западной части Молдавии уровни устанавливаются выше поверхности земли

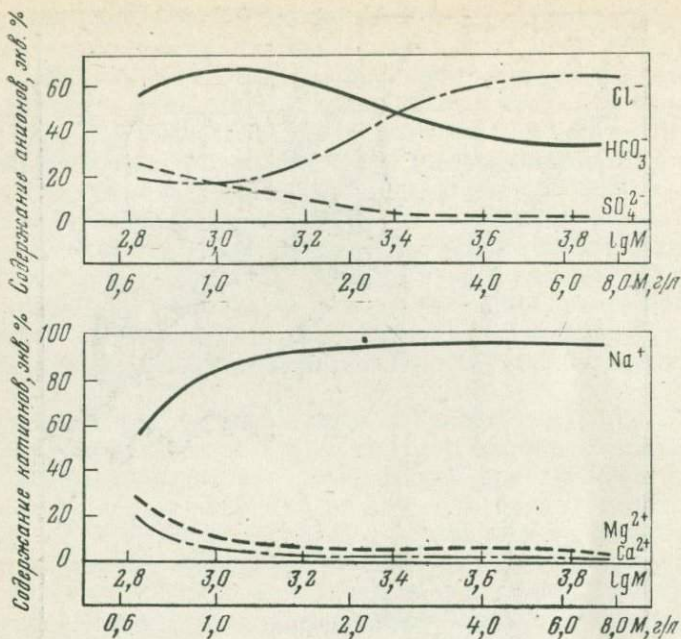


Рис. 21. Миграционные кривые макрокомпонентов вод карбонатного типа среднесарматских отложений Молдавского артезианского бассейна

и скважины самоизливают. Движение подземных вод в целом направлено на юг в сторону Черного моря, которое и является основной областью разгрузки. В северной части Молдавии разгрузка осуществляется в реки Днестр, Прут, Реут и др.

По водообильности породы среднего сармата отличаются значительной пестротой. На большей части территории удельные дебиты скважин изменяются от 0,1 до 1,0 л/с; в районе развития рифов они повышаются до 4,2 л/с. Весьма высокие дебиты (до 50 л/с) получены в районе г. Тирасполь, что обусловлено тесной связью здесь подземных и речных вод. В западных районах Молдавии водообильность песков, песчаников и известняков, залегающих в виде прослоев в толще глин, низкая; максимальные дебиты скважин не превышают 0,3—0,5 л/с.

В пределах развития среднесарматских отложений подземные воды карбонатного типа занимают примерно 60% площади (рис. 20). Они распространены главным образом в западной и юго-западной частях Молдавии. На остальной территории развиты воды сульфатного (35%) и хлоридного (5%) типов.

Минерализация карбонатных вод изменяется от 0,6 до 5,5 г/л) преобладают значения до 2,5 г/л. На миграционных кривых (рис. 21) отмечается два узла 1,0 и 2,5 г/л, что позволяет выделить три группы вод по химическому составу:

<1,0 г/л; $\text{HCO}_3\text{—SO}_4\text{—(Cl)—Na—Mg—(Ca)}$;

1—2,5 г/л; $\text{HCO}_3\text{—Cl—Na}$;

>2,5 г/л; $\text{Cl—HCO}_3\text{—Na}$.

Содержание соды в водах колеблется от 40 до 60 экв. %.

Наиболее развиты воды первой и второй групп; они занимают всю центральную территорию Молдавии. Далее к юго-западу республики они сменяются водами третьей группы.

Воды сульфатного типа установлены на востоке рассматриваемой территории (см. рис. 20). Минерализация их составляет 0,6—3,0 г/л. Анализ миграционных кривых (рис. 22) показывает наличие узла минерализации на 1,5 г/л, что позволяет по химическому составу выделить две группы вод:

<1,5 г/л; $\text{HCO}_3\text{—SO}_4\text{—Mg—Na—(Ca)}$;

1,5—3,0 г/л; $\text{SO}_4\text{—HCO}_3\text{—Na—Mg—(Ca)}$.

Воды сульфатного типа принадлежат главным образом к первой группе; вторая группа обнаружена на небольшом участке в западной части площади распространения сульфатных вод.

Воды хлоридного типа развиты лишь на крайнем юго-западе Молдавии. Они соленые и рассольные с минерализацией от 10 до 60 г/л. По химическому составу воды Cl—Na ; содержание натрия и хлорид-иона достигает 98 экв. %.

Воды среднесарматских отложений характеризуются следующими гидрохимическими особенностями:

Жесткость изменяется от 0,03 до 24,9 мг-экв/л. По величине жесткости выделяются очень мягкие и мягкие, умеренно жесткие и жесткие, а также очень жесткие воды. Распределение вод по жесткости хорошо согласуется с величиной минерализации и химическим типом. Воды очень мягкие и мягкие имеют примерно ту же площадь развития, что и воды карбонатного типа. Область развития умеренно жестких, жестких и очень жестких вод устанавливается среди вод сульфатного типа.

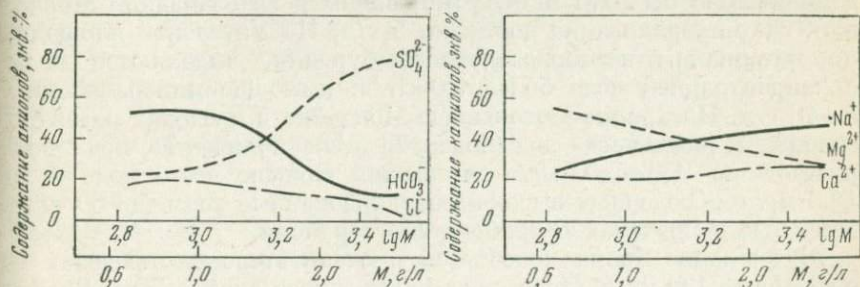


Рис. 22. Миграционные кривые макрокомпонентов вод сульфатного типа среднесарматских отложений Молдавского артезианского бассейна

Величина рН изменяется от 6,9 до 8,75, преобладающими значениями можно считать 7,4—8,6; таким образом воды в основном слабощелочные. Отмечается уменьшение величины рН вод в направлении от центральной части Молдавии к западу, юго-западу и востоку. Самые высокие положительные величины Eh (до 190 мВ) характерны для вод, вскрытых скважинами на юго-востоке Молдавии, тяготеющих к долине р. Днестр. На северо-востоке республики величины Eh также положительные и изменяются от 0 до 100 мВ. Постепенно к югу, юго-западу и юго-востоку окислительно-восстановительный потенциал уменьшается и достигает —250—270 мВ. Самое низкое значение Eh равно —490 мВ, зафиксировано в воде скважины, пробуренной в с. Копчак Тараклийского района.

Содержание сероводорода в водах среднего сармата на большей части территории Молдавии низкое. К северу от г. Оргеев он не обнаружен совсем, в прочих районах количество сероводорода не превышает 10 мг/л, большей частью — 1 мг/л. Слабосульфидные и сульфидные воды выявлены только на отдельных участках: в воде скважины Тараклийского района —23 мг/л, на крайнем юго-западе Молдавии —10—50 мг/л, и в Унгенском районе — 50—100 мг/л. Свободный CO_2 установлен в количестве от 0,5 до 33,4 мг/л. В отдельных пробах содержится агрессивная углекислота — от 1,8 до 19,8 мг/л.

Кремнекислота в водах присутствует на востоке республики в количестве не более 20 мг/л, на западе — 20—50 мг/л. Органическим веществом подземные воды среднего сармата бедны. На северо-востоке (в среднем Приднестровье) величина перманганатной окисляемости не превышает 2 мг O_2 /л, на юго-западе — 2—10 мг O_2 /л. Лишь только на самом юге Молдавии отмечены воды с окисляемостью, составляющей 10—18 мг O_2 /л.

Концентрация иода в водах изменяется от 0,013 до 14,8 мг/л. Шире представлены воды, содержащие иод в количестве 0,05—0,1 мг/л. Площади их распределения занимают восточные и частично западные районы республики, почти полностью совпадая с областью развития пресных вод (0,5—2,0 г/л). Воды, содержащие иод в количестве 0,1—1,0 мг/л, установлены в юго-западной Молдавии, где минерализация достигает 5 г/л. На Унгенской площади, по материалам нефтеразведочного бурения, выделяются воды с концентрацией иода более 1,0 мг/л, имеющие минерализацию 3—10 г/л. На крайнем юго-западе Молдавии в пределах развития соленых и рассоловых вод (более 35 г/л), количество иода возрастает до 1,0—5,0 мг/л и выше. Больше всего иода — до 14,8 мг/л — содержат высокоминерализованные воды (до 50 г/л), вскрытые в пределах Вулканештского района.

Содержание брома колеблется в очень широких пределах — от 0,017 до 120 мг/л. Поведение брома и иода аналогичны. Водам, имеющим минерализацию менее 2 г/л, присущи невысокие концентрации брома — до 1 мг/л. Область развития этих вод зани-

мает основную территорию Молдавии. На крайнем юго-западе Молдавии количество брома нарастает до 1,0—10,0 мг/л и далее до 10—25 мг/л; на Валенском участке зафиксировано максимальное его содержание равное 120 мг/л.

Содержание бора изменяется от следов до 14,2 мг/л. Низкие значения (до 5 мг/л) установлены в восточной и юго-восточной частях территории. Граница вод с более высоким содержанием бора (свыше 5 мг/л) почти полностью повторяет очертания области распространения вод, в катионном составе которых основной компонент — натрий. На северо-западе, крайнем юго-востоке и юго-западе содержание бора возрастает до 10 мг/л и более. В водах района с. Валены концентрация бора составляет 41,5 мг/л.

Пределы изменения количества фтора в водах среднего сармата лежат от 0,2 до 3,0 мг/л. В восточной части в основном характерны оптимальные (в питьевом отношении) значения фтора — 0,5—1,5 мг/л. Воды с низкими его концентрациями развиты вдоль левого берега р. Днестр. На западе республики содержание фтора в водах составляет более 1,5 мг/л (и до 3 мг/л). По-видимому, при движении к юго-западу следует ожидать дальнейшего увеличения концентрации фтора.

Воды среднего сармата сравнительно богаты ураном, количество которого изменяется от $1 \cdot 10^{-7}$ до $4 \cdot 10^{-5}$ г/л. Радия присутствует очень мало, не более $5 \cdot 10^{-12}$ г/л, радона до 6,3 эман.

Воды верхнесарматских отложений распространены к югу от г. Кишинева, где связаны с комплексом солонатоводных лагунных и дельтовых пресноводноречных и озерных образований. Литологически это песчано-глинистые породы с прослоями песчаных известняков и ракушнякав. Воды обладают напором, величина которого над кровлей колеблется в широких пределах от 0 до 270 м (по мере погружения водоносной толщи). Характер пьезометрической поверхности, абсолютные отметки которой снижаются от 80—90 м на севере и до 20 м на юге, свидетельствует о наличии регионального потока подземных вод, направленного к Черному морю; поскольку пьезометрическая поверхность падает также и к долине р. Прут, воды верхнего сармата, очевидно, дренируются и этой рекой. Удельные дебиты скважин колеблются от 0,01 до 1,5 л/с.

В верхнесарматском водоносном комплексе практически всю площадь его распространения занимают воды карбонатного типа (рис. 23). Только 5% заняты сульфатными водами. Величина минерализации карбонатных вод изменяется от 0,9 до 2,6 г/л. Количество соды колеблется от 33 до 85 экв.%. По составу преобладают воды $\text{HCO}_3\text{—SO}_4\text{—(Cl)—Na}$, меньшее значение имеют воды $\text{HCO}_3\text{—Cl—(SO}_4\text{)—Na}$. Воды сульфатного типа установлены лишь на небольшом участке на крайнем юго-востоке республики (см. рис. 23). Минерализация их колеблется в узком интервале от 1 до 3 г/л. Химический состав описывается формулой $\text{SO}_4\text{—HCO}_3\text{—Cl—Na—(Ca)—(Mg)}$.

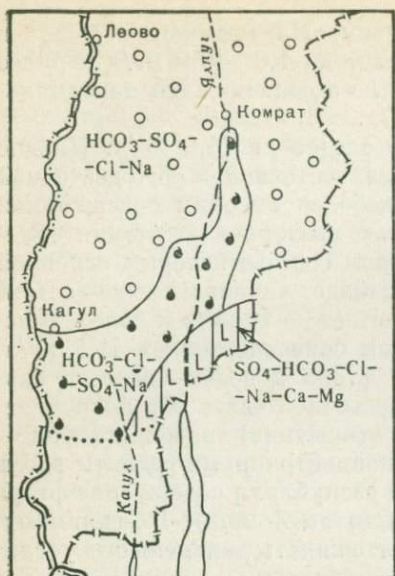


Рис. 23. Гидрохимическая карта-схема вод верхнесарматских отложений
Условные знаки см. на рис. 11

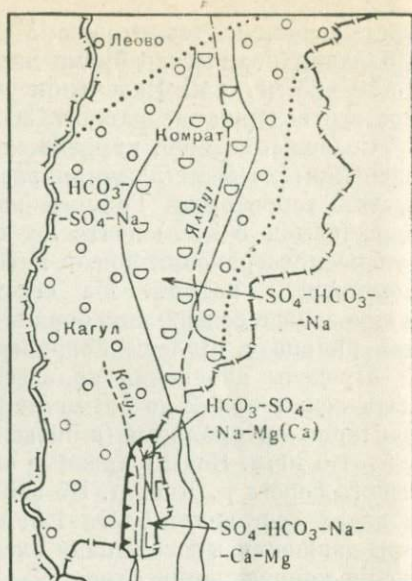


Рис. 24. Гидрохимическая карта-схема вод меотических отложений
Условные знаки см. на рис. 11

Воды верхнесарматских отложений относятся к очень мягким (жесткость их менее 1,43 мг-экв/л). Величина pH колеблется от 8,8 до 8,97, окислительно-восстановительный потенциал (по данным одной скважины) имеет положительные значения и достигает 100 мВ. Сероводород отсутствует или его очень мало, окисляемость менее 5 мг O_2 /л. Содержание кремнекислоты составляет от 10 до 17 мг/л. По данным некоторых авторов, в водах скважин Леовского и Комратского районов отмечается повышенное (против допустимых норм) количество фтора, достигающее 4—4,6 мг/л.

Воды меотических отложений приурочены к толще чередующихся песков, глин, песчаников и гравийных пород. Высокое гипсометрическое положение меотических пород, распространенных на участке между гг. Бельцы—Котовск, глубокое эрозионное расчленение этой территории и обилие глин в разрезе обуславливает практическую безводность пород меотиса на данном участке. К югу они погружаются, и к отдельным пачкам песков и песчаников приурочены водоносные горизонты.

Воды меотиса обладают напором, достигающим 100 м и более над кровлей пород. Напоры свыше 100 м установлены на участках наибольшего погружения пород меотиса. На водоразделах напоры значительно меньше, редко превышают 50 м, а в ряде пунктов

воды меотиса безнапорные. Характер пьезометрической поверхности свидетельствует о наличии регионального потока вод к Черному морю и к долинам рр. Днестр, Ялпуг и Прут. На отдельных участках отчетливо вырисовываются депрессии, связанные с эксплуатацией подземных вод. Удельные дебиты скважин колеблются от 0,01 до 0,85 л/с.

В пределах изученной территории большую часть площади распространения меотических отложений (около 80%) занимают воды карбонатного типа. Лишь на крайнем юге известны воды сульфатного типа (рис. 24). Минерализация карбонатных вод изменяется от 0,4 до 2,0 г/л. По химическому составу выделяются две группы вод:

$<1,5$ г/л; $\text{HCO}_3\text{—SO}_4\text{—Na}$;

$>1,5$ г/л; $\text{SO}_4\text{—HCO}_3\text{—Na}$.

Содержание соды составляет 25—70 экв.%. Наиболее распространены воды первой группы. Воды второй группы известны лишь в центральной части района развития меотического водоносного комплекса.

Минерализация вод сульфатного типа колеблется от 0,5 до 2 г/л, по химическому составу среди них выделяются воды:

<1 г/л; $\text{HCO}_3\text{—SO}_4\text{—Ca—Na—(Mg)}$;

>1 г/л; $\text{SO}_4\text{—HCO}_3\text{—Na—Ca—(Mg)}$.

Жесткость вод меотических отложений изменяется от значений менее 1,43 мг-экв/л до 10,2 мг-экв/л. Наиболее распространены очень мягкие и мягкие воды. Повышенная жесткость отмечена в отдельных пунктах на юге Молдавии (пос. Вулканешты и его окрестности).

Величина рН колеблется от 7,4 до 8,7, окислительно-восстановительный потенциал имеет положительные значения, изменяющиеся от 40 до 150 мВ. Сероводорода практически не обнаружено. Содержание свободного CO_2 составляет 13,4—19,8 мг/л. Количество кремнекислоты изменяется от 19 до 34,5 мг/л. Окисляемость низкая, не более 1,9 мг O_2 /л. Иода и брома очень мало, соответственно до 0,05 и 0,4 мг/л, а бора — до 11,2 мг/л. Фтора установлено от 0,28 до 1,8 мг/л.

В водах меотических отложений выявлены повышенные концентрации урана, достигающие $1,6 \cdot 10^{-4}$ г/л. Радон присутствует в количестве до 10 эман.

Воды понтических отложений развиты в южной части Днестровско-Прутского междуречья и приурочены к прослоям песка, разделенным пачками глин. На востоке территории подземные воды в породах понта распространены спорадически. Воды напорные, высота их напора над кровлей изменяется от 0 до 170 м. Пьезометрическая поверхность имеет сложные очертания, однако отчетливо устанавливается снижение ее абсолютных отметок

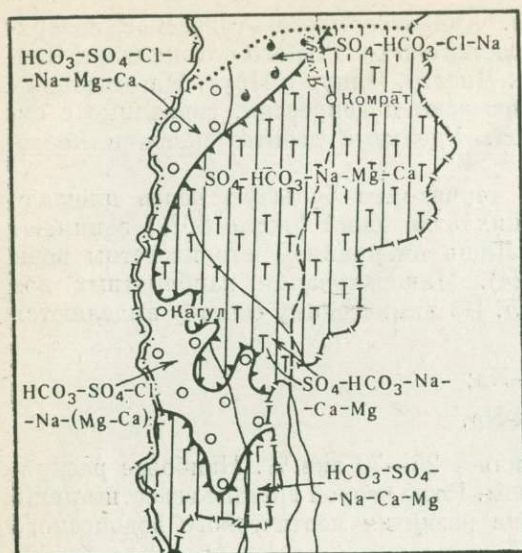


Рис. 25. Гидрохимическая карта-схема вод понтических отложений

Условные знаки см. на рис. 11

к Черному морю и к р. Прут. Водообильность пород невысокая. Удельные дебиты скважин колеблются от 0,01 до 0,5 л/с.

В пределах развития пород понтического возраста примерно 20—25% площади занимают подземные воды карбонатного типа. Они распространены на западе территории в виде полосы, тянущейся вдоль долины р. Прут (рис. 25). Для прочей территории характерны воды сульфатного типа.

Минерализация карбонатных вод изменяется от 0,5 до 1,9 г/л, по химическому составу выделяется две группы вод:

$< 1,5$ г/л; $\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-(Cl)-Na-(Mg)-(Ca)}$;

$> 1,5$ г/л; $\text{SO}_4\text{-HCO}_3\text{-Cl-Na}$.

Содержание соды в водах колеблется от 35 до 55 экв.%. Воды второй группы распространены незначительно.

Сульфатные воды в понтических отложениях играют главную роль (см. рис. 25). Они имеют невысокую минерализацию, колеблющуюся в интервале от 0,5 до 2,9 г/л. На миграционных кривых (рис. 26) видно, что для них установлено два узла по минерализации — 1,0 г/л и 1,5 г/л, что позволяет выделить три группы вод по химическому составу:

$< 1,0$ г/л; $\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Na-Ca-Mg}$;

1,0—1,5 г/л; $\text{SO}_4\text{-HCO}_3\text{-Na-Ca-Mg}$;

1,5—3 г/л; $\text{SO}_4\text{-HCO}_3\text{-Na-Mg-(Ca)}$.

Воды первой группы занимают небольшой участок в южной части территории. В основном распространены воды второй и третьей групп.

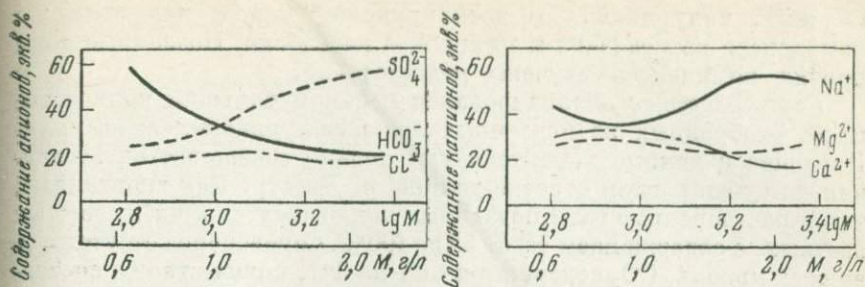


Рис. 26. Миграционные кривые макрокомпонентов вод сульфатного типа понтических отложений Молдавского артезианского бассейна

Жесткость вод колеблется от 0,3 до 24,0 мг-экв/л. Очень мягкие и мягкие воды, с величиной жесткости до 3 мг-экв/л приурочены к Припрутской территории, где воды понтических отложений преимущественно пресные и принадлежат к карбонатному типу. Широко развиты жесткие и очень жесткие воды, в небольших суммарное содержание солей кальция и магния изменяется от 6 до 34 мг-экв/л. Наиболее сложная картина в распределении вод с различной жесткостью (как и по всем другим гидрохимическим показателям) характерна для юга Молдавии (южнее пос. Вулканешты). Участки распределения мягких вод здесь чередуются с участками, в пределах которых воды высокой жесткости.

Величина рН подземных вод понтических отложений изменяется от 7,1 до 7,7 и лишь иногда достигает 8,7. Окислительно-восстановительный потенциал (Еh) имеет в подавляющем большинстве случаев положительные значения, от 10 мВ до 145 мВ. Сероводород в водах отсутствует или содержится в небольших количествах. Только в воде некоторых скважин его обнаружено до 4,3 мг/л. Свободный СО₂ присутствует в количестве до 19,8 мг/л. Кремнекислоты содержатся от 16,5 до 88,5 мг/л; наиболее высокие концентрации отмечены в Припрутье. Окисляемость вод низкая, изменяется от 3 до 5,6 мг О₂/л. Иода обнаружено не более 0,4 мг/л, брома — до 1,7 мг/л, бора — до 11,4 мг/л, фтора — от 0,2 до 0,6 мг/л.

Также как и для подземных вод неотических отложений для вод понта характерны высокие концентрации урана, достигающие $1 \cdot 10^{-4}$ г/л. Радия присутствует мало, не более $1 \cdot 10^{-11}$ г/л. Содержание радона составляет до 12 эман.

Газовый состав и микроорганизмы

Наиболее детально опробованы спонтанные и растворенные газы основных водоносных горизонтов и комплексов Молдавского артезианского бассейна — средне- и нижнесарматских отложений,

меловых, силурийских и досилурийских пород; для этих же комплексов исследовано и микробное население. Подземные воды прочих комплексов изучены недостаточно.

Газовый состав анализировался в самом большом количестве проб, отобранных из подземных вод досилурийских отложений. Имеющиеся данные характеризуют только северо-восток Молдавии на субширотном отрезке долины р. Днестр. Как спонтанные, так и растворенные газы подземных вод относятся к числу чистых азотных, с содержанием N_2 от 83 до 100%. Сероводород отсутствует во всех пробах, CO_2 содержится от 1 до 3%, количество O_2 составляет от 0,4 до 11—16%; по мере исчезновения кислорода в газе появляется метан, концентрация которого достигает 3—6%. Наибольший интерес представляют инертные газы — аргон и гелий. Количество аргона, как правило, более 1%, в отдельных пробах его 2 и даже 4%. Гелия присутствует от 0,02 до 15,61% и соответственно гелий-аргоновый коэффициент изменяется от 0,02 до 15,51. Закономерности в поведении этого коэффициента очень четкие — максимальные величины (более 10) его в области развития «языка» соленых вод, выявленных в досилурийских отложениях в Приднестровье. К северо-западу от «языка» коэффициент снижается до 0,775, а к юго-востоку, где в досилурийском комплексе установлены самые пресные воды, он приобретает свои минимальные значения.

Газовый состав подземных вод силурийских отложений изучен в районах, расположенных севернее г. Кишинева, и в пределах Унгенского участка. Анализ проб спонтанных газов свидетельствует о том, что они относятся преимущественно к чистым азотным с содержанием N_2 равным 87,6—99,3%. Примеси представлены углекислотой и кислородом, метан присутствует в виде следов. В растворенном газе в двух пробах установлено повышенное содержание CO_2 , составляющее 16,2—17%. Аргона обнаружено от 0,9 до 1,9%, гелий-аргоновый коэффициент (в спонтанном газе) изменяется от 0,007 до 1,47. Установлено увеличение этого коэффициента в направлении с северо-востока на юго-запад. На Унгенском участке спонтанные газы метанового состава с содержанием CH_4 более 80%. В качестве примесей отмечены азот, сероводород и углекислота. Гелий-аргоновое соотношение высокое и колеблется от 0,4 до 2,4.

О газах подземных вод девонских отложений можно судить только по одной пробе, отобранной на Баурчинской площади (Молдавская впадина) в интервале глубин 2936—2948 м. Спонтанный газ оказался азотно-метановым с примесью водорода до 7,12% и углекислоты до 2,04%. Аргона в нем присутствует 0,53%, гелий-аргоновый коэффициент равен 2,52.

Газы подземных вод верхнеюрских отложений (преимущественно растворенные) изучены в Молдавской впадине. Наиболее распространены азотные газы с количеством N_2 от 51 до 91,5%. Установлено, что верхам разреза юрских пород отвечают

азотные газы со значительной примесью других компонентов — азотно-метановые, азотно-водородные, азотно-водородно-углекислые и т. д. В нижней части (на глубинах более 1000 м) газы становятся чистыми азотными с содержанием N_2 более 80%. В зависимости от состава газа по-разному ведет себя аргон: его около 1%, реже до 1,9% в чистых азотных газах и 0,21—0,7% в смешанных. Газы верхнеюрских отложений имеют большой гелий-аргоновый коэффициент, составляющий 2,52—6,67. Самые высокие его значения (более 5) отмечены среди чистых азотных газов.

Для характеристики газового состава подземных вод верхнемеловых отложений имеются данные по районам, расположенным к северу от г. Кишинева. Опробованные на этой территории газы, как спонтанные, так и растворенные, относятся к числу чистых азотных с содержанием N_2 от 76 до 99,9%. Примеси углекислоты до 19% и кислорода до 8,7% (в растворенном газе) типичны в газах районов, тяготеющих к долинам рек Днестр и Реут. При удалении от названных долин газы становятся нацело азотными, иногда с примесью следов метана. Количество аргона колеблется от 1,1 до 1,55%, гелий-аргоновый коэффициент — от 0,02 до 0,21. Последний закономерно увеличивается в направлении с северо-востока на юго-запад. Только в одном пункте (на Унгенском участке) в водах верхнемеловых отложений выявлен газ метанового состава с содержанием CH_4 до 96,6% (в том числе 0,09% тяжелых углеводородов). Кроме того, в газе присутствуют 3,4% CO_2 и 0,97% N_2 ; аргона обнаружено 1,13%. Высоким оказался гелий-аргоновый коэффициент, достигающий 1,16.

Наибольшее количество данных имеется о газах подземных вод нижнего сармата. Закономерности их изменения (установленные по растворенному газу) проявляются сменой газов различного состава и увеличением гелий-аргонового соотношения в направлении с северо-востока на юго-запад. Узкой полосой вдоль долины р. Днестр по обоим ее берегам протягиваются воды с азотно-углекислотно-кислородными газами, содержащие 53—77% N_2 , 18—37% CO_2 и 10—19% O_2 . Аргона в них присутствует 0,95—1,26%, гелий-аргоновый коэффициент очень низкий и колеблется от 0,002 до 0,003. Всю центральную территорию республики, начиная от крайнего северо-запада и до южного рубежа (примерно на широте г. Леово) занимают воды с азотными газами, с количеством N_2 от 80 до 90% и Ar — от 0,794 до 1,5%. Отношение гелия к аргону в них колеблется в широком пределе от 0,006 до 0,086; происходит постепенное увеличение этого отношения с северо-востока на юго-запад. Аргон ведет себя более или менее устойчиво, тогда как относительное содержание гелия в газовой смеси увеличивается почти в 100 раз. Азотные газы далее к юго-западу сменяются метаново-азотными, азотно-метановыми и азотно-сероводородными, которые прослеживаются

в водах, занимающих полосу шириной около 6 км, вытянутую от г. Унгены через г. Леово до г. Чадыр-Лунга. Газы в этих водах имеют очень пестрый состав. Аргона в них присутствует 0,21—0,75%; одинаков для них сравнительно высокий гелий-аргоновый коэффициент, как правило, превышающий 0,05 и достигающий в отдельных пунктах 0,19. Крайний юг Молдавии и небольшие площади (на Унгенском участке) в центральном Припрутье характеризуются метановыми газами. Количество CH_4 в них колеблется от 80 до 93%, примесями служат азот (до 19,7%) и углекислота (до 4—5%). Аргона содержится 0,16—0,42%, отношение $\text{He} + \text{Ne}/\text{Ar}$ равно 0,13—0,87, т. е. оно приобретает самое высокое значение, установленное среди подземных вод нижнесарматских отложений. Интересно отметить, что величины отношения $\text{He} + \text{Ne}/\text{Ar}$ 0,65—0,87 присущи газам центрального Припрутья (главным образом Унгенского участка), тогда как в скважине г. Кагул (находящейся на юге Молдавии), вскрывшей в нижнем сармате теплую ($t + 36^\circ \text{C}$) рассольную (минерализация 64,7 г/л) воду. Отношение $\text{He} + \text{Ne}/\text{Ar}$ составляет всего лишь 0,20.

В водах среднего сармата газы изучены также сравнительно подробно, что позволяет установить закономерности распределения их и выделить ряд участков с севера на юг. Примерно до широты г. Кишинева все Приднестровье и, по-видимому, большая часть междуречья Днестр—Прут, характеризуются азотными газами с повышенным содержанием O_2 до 18% и CO_2 до 25% (в растворенном газе). Аргона присутствует около 1%, гелий-аргоновый коэффициент колеблется от 0,001 до 0,006. Юго-восточнее г. Кишинева по мере погружения пород среднего сармата газы теряют кислород и CO_2 и становятся почти нацело азотными. Аргона в них содержится около 1,2%, гелий-аргоновый коэффициент изменяется от 0,03 до 0,15. Далее на юг, примерно от широты г. Леово и вплоть до крайней южной границы Молдавии, газы приобретают метановый состав с концентрацией последнего до 93% в отдельных пробах. Азота присутствует от 3 до 7%, аргона — около 1,2%, гелий-аргоновый коэффициент возрастает до значений 0,37—0,57. На фоне четко выраженной закономерности — смене с севера на юг газов от азотно-углекисло-кислородных к азотным и затем к метановым и постепенного нарастания гелий-аргонового коэффициента от тысячных до десятых долей единиц — выявлены аномалии. Они находятся в области развития азотно-углекисло-кислородных газов. Одна из них — крупная приурочена к Унгенскому участку, где газы имеют метановый состав с содержанием CH_4 до 80% и N_2 до 20—30%, отношение гелия к аргону — 0,27—0,39. Вторая аномалия располагается в районе сс. Бравичены и Малаешты и выражена только по гелий-аргоновому коэффициенту, который равен 0,12—0,133, вместо тысячных долей единицы, присущих азотно-углекисло-кислородным газам на этой территории.

Для вод верхнего сармата имеются результаты опробования только одной скважины, находящейся в Припрутье, в с. Фламында. Газы — спонтанный и растворенный — метаново-азотные с количеством метана 79%. Гелий-аргоновый коэффициент в спонтанном газе равен 0,033. Спонтанные газы подземных вод понтических и меотических отложений по данным опробования нескольких скважин, находящихся на юге Молдавии, принадлежат почти нацело к азотным с небольшой примесью метана и CO_2 . Отношение $\text{He} + \text{Ne}/\text{Ar}$ в водах понта низкое, составляет 0,002—0,016; в водах меотиса оно повышенное и достигает 0,123.

Приведенные данные о газах подземных вод Молдавского артезианского бассейна обобщены в табл. 16. По данным табл. 16

Таблица 16

Основные параметры газового состава подземных вод
(максимальные значения по спонтанному газу)

| Литолого-стратиграфический комплекс пород | Азотные газы | | | | Метановые газы | | | |
|---|-----------------------------|--|----------------------------|-----------------------|------------------------------|---|----------------------------|-----------------------|
| | содержание N_2 , % | газы-примеси | содержание Ar , % | He/Ar | содержание CH_4 , % | газы-примеси | содержание Ar , % | He/Ar |
| N_2p | >80 | CH_4 , CO_2 | Нет данных | 0,016 | — | — | — | — |
| N_1m | 94,9 | O_2 , CH_4 | 1,17 | 0,123 | — | — | — | — |
| N_1S_3 | — | — | — | — | 79 | N_2 | 0,36 | 0,033 |
| N_1S_2 | 99,9 | O_2 , CO_2 | 1,2 | 0,15 | 93 | N_2 , CO_2 | 1,2 | 0,57 |
| N_1S_1 | 99,0 | O_2 , CO_2 | 1,5 | 0,086 | 93 | N_2 , CO_2 | 0,42 | 0,87 |
| K_2c | 99,9 | CO_2 , O_2 | 1,55 | 0,21 | 96,6 | CO_2 , N_2 | 1,13 | 1,16 |
| I_3 | 91,5 | CH_4 , H_2 , CO_2 | 1,9 | 6,67 | — | — | — | — |
| S | 99,3 | CO_2 , O_2 | 1,9 | 1,47 | >80 | N_2 , H_2S , CO_2 | Нет данных | 2,4 |
| до S | 100,0 | O_2 , CO_2 | 4,0 | 15,51 | — | — | — | — |

видно, что в водах практически всех изучавшихся водоносных комплексов (исключая верхний сармат) присутствуют чистые азотные газы с максимальным содержанием N_2 до 99—100%. Примесями в азотных газах служит углекислота и кислород, в отдельных случаях — метан, а в газах верхнеюрского и девонского комплексов — еще и водород. Интересно ведет себя аргон — количество его постепенно по мере перехода от более молодых к более древним отложениям увеличивается (независимо от глубины циркуляции подземных вод) от 1,17% в водах меотических отложений до 4% в водах досилурийских пород. Гелий-аргоновый коэффициент в азотных газах не обнаруживает четкой связи ни с глубиной циркуляции вод, ни с возрастом водовмещающих

пород, но самых высоких значений — 6,67—15,51 — он достигает именно в этих газах.

Газы метанового состава установлены в водах сарматских отложений, верхнемеловых и силурийских. Максимальное количество CH_4 в них составляет 96,6%. Примеси представлены азотом, углекислотой, а в водах силура еще и сероводородом. Содержание аргона колеблется от 0,36 до 1,2%, т. е. оно имеет более низкие значения, чем в азотных газах, но не зависит от возраста пород. Наоборот, гелий-аргоновый коэффициент закономерно увеличивается при переходе от молодых к более древним отложениям, составляя 0,033 в газах верхнесарматского водоносного комплекса и 2,4 в досилурийском комплексе. Интересно, что абсолютные максимальные значения этого коэффициента гораздо ниже, чем в газах азотного состава, но в разновозрастных отложениях они оказываются более высокими. Так, например, отношение $\text{He} + \text{Ne}/\text{Ar}$ в азотных газах среднесилурийского комплекса равно 0,15, а в метановых — 0,568; в газах верхнемелового комплекса — соответственно 0,213 и 1,16 и т. д.

Среди микроорганизмов в подземных водах Молдавского артезианского бассейна изучались бактерии, развивающиеся на белковых средах (МПБ), а также сульфатредуцирующие и денитрифицирующие микробы.

Бактерии, развивающиеся на белковых средах, характеризуют общую заселенность различными видами микроорганизмов. Преимущественно к этой группе относятся бактерии, которые в условиях достаточно интенсивной динамики подземных вод осуществляют процесс разложения животных и растительных остатков. С их жизнедеятельностью связано образование самых различных продуктов, в том числе и биогенной углекислоты. Эти бактерии оказались активными и весьма активными в водах всех исследованных водоносных комплексов. Полнее этой группой микроорганизмов охарактеризованы водоносные комплексы средне- и нижнесарматских отложений.

По активности бактерий, развивающихся в белковых средах, всю площадь распространения нижнесарматского водоносного комплекса можно разделить на две большие части — северную, где активность этих бактерий максимальна, и южную, где отмечается некоторое снижение их активности. На таком фоне отчетливо выделяется узкая зона в Припрутье и на крайнем юго-западе республики, где бактерии группы МПБ малоактивны или даже в отдельных водопунктах не обнаружены вовсе. Размещение рассматриваемых микроорганизмов хорошо увязывается с величинами окислительно-восстановительного потенциала подземных вод нижнесарматских отложений. С учетом величины этого потенциала вся территория развития подземных вод N_1S_1 делится на три части (Саргсянц, 1976): северную, отвечающую положительным значениям Eh (окислительная обстановка), южную, где Eh имеет как положительные, так и отрицательные значения

(переходная обстановка) и юго-западное Припрутье, где Eh достигает -340 мВ (восстановительная обстановка). Сопоставление данных по бактериям группы МПБ с величинами Eh свидетельствует о том, что активность их резко снижается в условиях восстановительной среды и максимальна в окислительной обстановке.

В водах среднесарматского водоносного комплекса бактерии группы МПБ также оказались наиболее активными на севере республики, где установлена окислительная обстановка и где Eh колеблется от 0 до 190 мВ, и сравнительно мало активными на крайнем юго-западе, где Eh снижается до $-125\div-270$ мВ. Особо следует отметить поведение этих бактерий в юго-восточной части Молдавии на площадях, примыкающих к долине р. Днестр. Они обнаружены здесь в максимальных количествах, что вероятно, объясняется связью вод среднесарматских отложений с водами аллювия р. Днестр, вследствие чего рассматриваемая группа микробов ведет себя также, как и в поверхностных водах (для которых она весьма характерна).

Денитрифицирующие бактерии — специализированная группа микроорганизмов, в процессе своей жизнедеятельности они перерабатывают различные азотистые соединения (нитраты) и превращают их в молекулярный азот, нитриты, аммиак. Бактерии эти развиваются и в аэробных и в анаэробных условиях; для их развития необходимо готовое органическое вещество, т. е. они принадлежат к гетеротрофным формам.

На территории северной Молдавии и в центральных районах всего междуречья Днестр—Прут в водах нижнего сармата денитрифицирующие бактерии оказались малоактивными. Неширокая полоса в среднем Припрутье характеризуется наличием активных и весьма активных бактерий, что, по-видимому, связано с оптимальными условиями для их развития — повышенным содержанием органических соединений в водах и породах, а также переходной — от окислительной к восстановительной — обстановкой формирования вод. В направлении к юго-западу активность бактерий уменьшается, и в районе г. Кагул отмечено их отсутствие. Вероятно резко восстановительные условия среды препятствуют развитию здесь этой группы микроорганизмов. На южном правом берегу р. Днестр отмечается участок, где денитрификаторы оказались весьма активными, что, возможно, связано с оптимальными для них условиями динамики и аэрированности — аэрированность еще достаточная, а динамика уже замедленная. В распределении денитрифицирующих микроорганизмов в водах среднесарматских отложений установлена аналогичная закономерность: наиболее активны они в центральных районах междуречья Прут—Днестр, в направлении к юго-западу активность их снижается.

В водоносных комплексах досилурийских, силурийских, меловых, верхнесарматских, понтических и меотических отложений

бактерии-денитрификаторы изучались в небольшом количестве проб. В водах трех первых комплексов они обнаружены лишь в отдельных пробах и большей частью малоактивны; в водах верхнесарматского, меотического и понтического комплексов они обычно активны и даже весьма активны.

Весьма интересная группа — сульфатредуцирующие микроорганизмы. Это преимущественно анаэробы. Среди них известны как автотрофные, так и гетеротрофные формы. В видовом отношении они представлены различными группами, но конечный результат их жизнедеятельности общий — образование сероводорода за счет редукции сульфатов. Исходное органическое вещество, которое гетеротрофные организмы потребляют в процессе жизнедеятельности, различно. Так, известны бактерии, которые живут только на органике, связанной с нефтями, торфяниками, углями и т. д.

Опробование водоносных комплексов досилурийских, силурийских и меловых отложений Молдавского бассейна показало отсутствие в них сульфатредуцирующих бактерий.

Интересными оказались результаты изучения поведения этих бактерий в водах нижнесарматского комплекса. Здесь выявились районы отсутствия или весьма слабой активности сульфатредуцирующих микроорганизмов; такие районы охватывают северную часть Молдавии и в направлении к югу следуют по долине р. Днестр (в пределах среднего Приднестровья). Следующая широко развитая зона, занимающая практически всю центральную Молдавию, характеризуется слабой активностью группы десульфатизирующих микробов. Почти все среднее и нижнее Припрутье представляет собой зону максимальной их активности. Затем в направлении к югу наблюдается некоторое снижение активности роста бактерий, и на крайнем юго-западе в водах нижнесарматских отложений отмечается полное их отсутствие. Таким образом, в распределении сульфатредуцирующих бактерий наблюдается четкая связь с обстановками: они практически не развиваются в окислительной обстановке, где активна динамика вод и присутствует кислород, и в резко восстановительных условиях юго-запада, где, по-видимому, слишком замедленная динамика приводит к гибели микроорганизмов в продуктах собственной жизнедеятельности. Оптимальные условия существуют в Припрутье, где наблюдается максимальное развитие микроорганизмов; переходные условия характерны на большей части Днестровско-Прутского междуречья.

В подземных водах среднесарматского водоносного комплекса наблюдается аналогичная картина. В центральных районах Молдавии, в условиях интенсивной динамики и достаточно хорошей аэрированности, сульфатвосстанавливающие микробы либо отсутствуют, либо слабоактивны. По направлению к юго-западу активность бактерий увеличивается, что вполне соответствует наличию здесь восстановительной обстановки, содержанию в водах

сероводорода, а в газах метана. В водоносных комплексах верхне-сарматского, меотического и понтического возраста десульфатизаторы определялись в небольшом количестве проб. Четкой картины в их распределении не выявлено; следует лишь отметить, что, как правило, в этих водах они оказались слабоактивными.

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ МОЛДАВСКОГО БАСЕЙНА

Проблема гидрогеологического районирования артезианских бассейнов платформы с выделением в их пределах районов высоких порядков не имеет в настоящее время, как известно, однозначного решения. Вместе с тем практическое значение такого районирования весьма велико, поскольку именно оно используется при региональной оценке ресурсов подземных вод, пригодных для применения в народном хозяйстве.

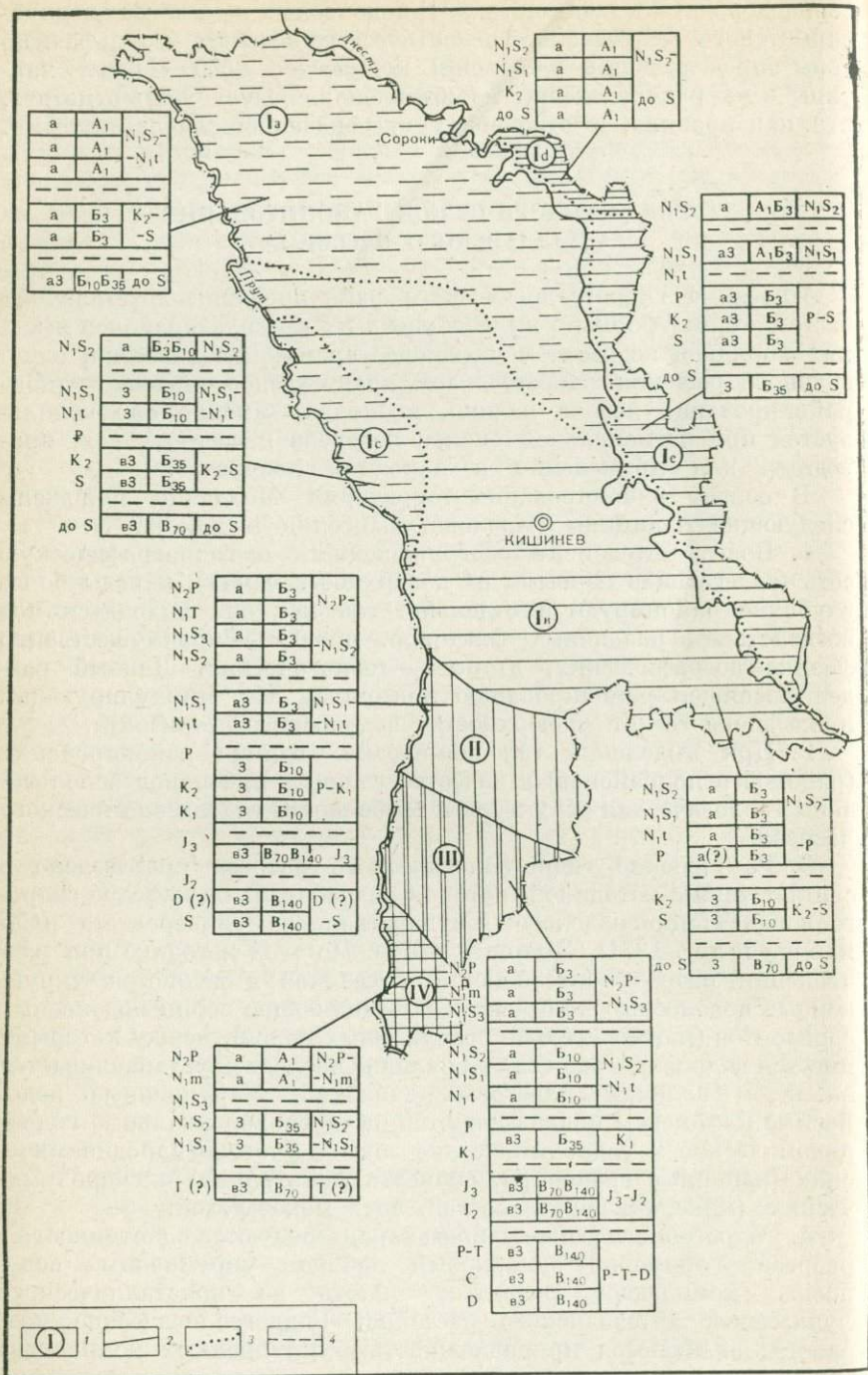
В основу районирования территории Молдавии положены следующие принципы (Козлова, Саргсянц и др., 1977).

1. Воды, интенсивно разгружающиеся в гидрографическую сеть (залегające первыми от поверхности земли), и воды более глубокие районированы отдельно, так как они находятся под воздействием различных факторов, первые — преимущественно физико-географических, вторые — геологических. Данный раздел посвящен районированию подземных вод, циркулирующих ниже первого от поверхности водоносного горизонта.

2. При выделении таксономических единиц районирования (районов и подрайонов) в качестве главных признаков использованы геологическая структура и особенности гидрогеологического разреза.

3. Расчленение гидрогеологического разреза произведено в соответствии с методикой, которая разработана на кафедре гидрогеологии Ленинградского государственного университета (Самарина и др., 1971; Самарина, 1971). По этой методике при расчленении разреза артезианских бассейнов выделяются укрупненные водоносные комплексы, объединяющие серии водоносных горизонтов (и относительно водоупорных пород), между которыми имеется гидравлическая связь; наличие последней устанавливается анализом величин пластовых давлений. Укрупненные водоносные комплексы подразделяются на части: вертикальные гидродинамические и гидрохимические зоны с учетом гидродинамических (напорные градиенты, скорости фильтрации) и гидрохимических (минерализация, состав вод) показателей.

4. Гидрогеологические районы характеризуются однотипностью разреза — примерно одинаковым набором укрупненных водоносных комплексов, развитых вплоть до кристаллического фундамента артезианского бассейна. Гидрогеологические подрайоны отличаются принадлежностью укрупненных комплексов



(или их частей) к разным гидродинамическим и гидрохимическим зонам.

Поскольку каждый из тектонических элементов Молдавского бассейна характеризуется присущими ему особенностями геологического развития, гидрогеологические разрезы существенно различаются по возрасту пород, литологии и мощности их, набору водоносных горизонтов, входящих в состав укрупненных водоносных комплексов, а также по возрасту, литологии и степени надежности разделяющих комплексы водоупоров. В связи со сказанным каждый крупный тектонический элемент территории Молдавского артезианского бассейна рассматривается как гидрогеологический район первого порядка.

На рис. 27 приведена схема гидрогеологического районирования территории Молдавской ССР, на которой выделены четыре гидрогеологических района (I—IV), совпадающих с основными тектоническими подразделениями территории, а в пределах района Молдавской плиты — пять подрайонов (Ia, Ib, Ic, Id, Ie). Для каждого района и подрайона составлена гидрогеологическая колонка, на которой указаны укрупненные водоносные комплексы, разделяющие их водоупоры, а также степень активности водообмена и преобладающая минерализация вод, характерные для данного укрупненного комплекса. Индексация гидрохимических зон и подзон произведена по методу Н. И. Толстихина и И. К. Зайцева.

Район Молдавской плиты (I)

В пределах Молдавской плиты гидрогеологический разрез охватывает сарматские (исключая верхний сармат), тортонские, палеогеновые, верхнемеловые, нижнесилурийские и досилурийские породы, суммарная мощность которых не превышает 1500—2000 м. Региональный водоупор представлен толщей глинистых пород, залегающих в верхней части досилурийских накоплений. Местные водоупоры различны на отдельных площадях. Поскольку кристаллический фундамент опущен на разную глубину, а осадочный чехол имеет неодинаковое литологическое строение и гидрогеологические особенности, район разделяется на ряд гидрогеологических подрайонов.

Рис. 27. Карта-схема гидрогеологического районирования территории Молдавской ССР

I — гидрогеологические районы (I — Молдавская плита с подрайонами: Ia, Ib, Ic, Id, Ie)
II — склон Молдавской плиты, III — Молдавская впадина, IV — Скифская плита).
Границы: 2 — гидрогеологических районов, 3 — гидрогеологических подрайонов, 4 — водоупорные толщи. Гидрогеологические колонки: слева — индекс горизонтов; в центре зоны водообмена (a — активного, з — замедленного, аз — активно-замедленного, ez — весьма замедленного) и индексы гидрохимических подзон; справа — водоносные комплексы.

Подрайон Ia включает северную и северо-восточную части Молдавии (на правобережье Днестра), южная граница его проходит чуть южнее гг. Бельцы—Оргеев—Дубоссары. С учетом гидродинамических показателей и гидрохимических данных здесь установлены три укрупненных водоносных комплекса.

Среднесарматско-тортонский, характеризующийся близкими значениями колебаний абсолютных отметок пьезометрических уровней, изменяющихся на разных площадях от 35 до 120—170 м. Воды этого комплекса повсеместно принадлежат к зоне активного водообмена. Наиболее частые величины скоростей фильтрации составляют 1—10 м/год. Воды пресные (подзона A_1), гидрокарбонатные; гидрокарбонатно-сульфатные или сульфатно-гидрокарбонатные по преобладающим анионам и натриевые или (нередко) пестрые по главным катионам. Растворенные и спонтанные газы—азотно-углекисло-кислородные с низким гелий-аргоновым коэффициентом, не превышающим 0,009.

Верхнемеловой-нижнесилурийский водоносный комплекс, имеющий абсолютные отметки пьезометров, колеблющиеся от 42—70 до 140—180 м. Его верхний водоупор слагают глины верхней части верхнемеловых отложений. Скорости фильтрации подземных вод изменяются от 1 до 10 м/год, что позволяет относить воды и этого водоносного комплекса к зоне активного водообмена. По величине минерализации они принадлежат к подзоне B_3 , по составу гидрокарбонатно-сульфатные, гидрокарбонатные или сульфатно-гидрокарбонатные, преимущественно натриевые. Растворенные и спонтанные газы почти нацело азотные, гелий-аргоновый коэффициент колеблется от 0,01 до 0,1.

Досилурийский водоносный комплекс, верхним водоупором для которого служат аргиллиты венда и частично рифея. Воды изучены вплоть до кристаллического фундамента. Абсолютные отметки пьезометров изменяются от 70 до 180 м. Скорости фильтрации достигают на севере (с. Бричаны) 2 м/год и снижаются к югу до 0,5—0,7 м/год, что позволяет относить воды рассматриваемого комплекса к зонам активного (на севере) и замедленного водообмена. По величине минерализации они также различны — от подзон B_3 — B_{10} на севере до подзоны B_{35} на юге. По составу воды — гидрокарбонатно-хлоридные, хлоридно-гидрокарбонатные или хлоридные, по катионам — преимущественно натриевые. Спонтанные и растворенные газы азотные с величиной гелий-аргонового коэффициента, колеблющейся в широких пределах — от 0,2 до 15,5.

Подрайон Ib занимает центральную часть Молдавии (исключая территорию Унгенского участка). В его пределах также установлены три укрупненных водоносных комплекса.

Среднесарматско-палеогеновый, характеризующийся абсолютными отметками пьезометров, составляющих 8—30 м, скоростями фильтрации подземных вод, принадлежащих верхней гидродинамической зоне, от 2 до 7 м/год. По величине минерали-

зации воды комплекса солоноватые (подзона B_3), имеют преимущественно гидрокарбонатно-сульфатно-натриевый или сульфатно-гидрокарбонатно-натриевый состав, в Приднестровье — смешанный по катионам. Растворенные и спонтанные газы — азотные с примесью углекислоты и кислорода. Гелий-аргоновый коэффициент изменяется от 0,003 до 0,086.

Водоносный комплекс верхнемеловых-нижнесилурийских пород, отделенный от вышележащего комплекса глинистым водупором нижней части палеогеновой толщи и верхов K_2 . Абсолютные отметки пьезометрической поверхности составляют 10—45 м, скорости фильтрации подземных вод колеблются от значений менее 0,1 до 0,5 м/год, что позволяет относить их к зоне замедленного водообмена. По величине минерализации они относятся к подзоне B_{10} . В химическом составе подземных вод преобладают сульфаты, второе место занимают гидрокарбонат- или хлорид-ионы; главным катионом во всех случаях является натрий. Спонтанные и растворенные газы нацело состоят из азота, гелий-аргоновый коэффициент достигает 0,2—0,3.

Водоносный комплекс досилурийских отложений, верхним водупором которого, по-видимому, как и в подрайоне 1а, служат аргиллиты вендского и рифейского возраста. Данных о гидродинамике этого комплекса нет, но гидрохимический облик подземных вод позволяет предположительно относить их к зоне замедленного водообмена и считать, что от вышележащего комплекса они отделены достаточно надежным региональным водупором. По величине минерализации воды комплекса — рассольные (подзоны B_{70}) и имеют хлоридно-натриево-кальциевый состав.

Подрайон Ic располагается на западе Молдавии и почти точно совпадает с границами так называемого Унгенского участка. Гидрогеологический разрез здесь своеобразен. Установленные четыре укрупненных водоносных комплекса характеризуются следующими показателями.

Среднесарматский комплекс, воды которого имеют скорости фильтрации от 1 до 7 м/год, принадлежат верхней гидродинамической зоне. Но по величине минерализации воды комплекса солоноватые (подзона B_3) и соленые (подзона B_{10}). По химическому составу они сульфатно-гидрокарбонатные, гидрокарбонатно-хлоридные и хлоридно-гидрокарбонатные с преобладанием натрия во всех случаях. Спонтанные газы метановые с примесью азота, гелий-аргоновый коэффициент достигает 0,39.

Нижнесарматско-тортонский водоносный комплекс, отделенный от среднесарматского водупором глинистых отложений среднесарматского возраста. Скорости фильтрации подземных вод колеблются от 0,007 до 0,5 м/год и свидетельствуют о принадлежности вод комплекса к зоне замедленного водообмена. Пьезометрический уровень устанавливается на абсолютной отметке около 60 м. Гидрохимический индекс вод B_{10} . Воды — гидрокарбонатно-хлоридные, хлоридно-гидрокарбонатные и хло-

ридные, по катионам — всегда натриевые. Газы — метановые с примесью азота, гелий-аргоновый коэффициент около 0,45.

Верхнемеловой-нижнесилурийский водоносный комплекс отделенный от вышележащего глинистым водоупором палеогенового возраста. Пьезометрическая поверхность его характеризуется абсолютными отметками 56—63 м, а скорости фильтрации воды не превышают 0,005 м/год. Учитывая такие малые скорости, следует, по-видимому, относить воды комплекса к зоне весьма замедленного водообмена. Гидрохимический индекс вод — B_{35} , они главным образом хлоридно-гидрокарбонатно (сульфатно)-натриевые и хлоридно-натриевые. Спонтанные газы имеют метановый состав с примесью азота, иногда сероводорода. Гелий-аргоновый коэффициент от 1,15 до 2,4.

Водоносный комплекс досилурийских отложений, о котором известно лишь, что воды его очень слабые рассолы (подзона B_{70}), имеют хлоридно-натриево-кальциевый состав и малые скорости фильтрации (менее 0,005 м/год), в связи с чем можно считать эти рассолы принадлежащими к зоне весьма замедленного водообмена.

На левобережье Днестра выделены два гидрогеологических подрайона:

Подрайон Id располагается на крайнем северо-востоке Молдавии. Здесь вплоть до кристаллического фундамента прослеживается один укрупненный водоносный комплекс, объединяющий воды отложений среднего и нижнего сармата, верхнего мела и досилурийских пород. Пьезометрические уровни устанавливаются на абсолютной отметке около 60 м, скорости фильтрации колеблются от 0,5 до 20 м/год, что свидетельствует о принадлежности вод к зоне активного водообмена. Воды по всему разрезу пресные, гидрокарбонатные или гидрокарбонатно-сульфатные, пестрые по преобладающим катионам, но с явным преобладанием магния и кальция. Растворенные газы — азотно-кислородно-углекислые с величиной гелий-аргонового коэффициента, не превышающей 0,002.

Подрайон Ie, так же как и *Id*, находится на левом берегу р. Днестр, протягивается к северо-северо-западу и юго-юго-востоку от г. Дубоссары. В его пределах установлены четыре укрупненных водоносных комплекса.

Среднесарматский, характеризующийся абсолютными отметками пьезометрической поверхности от 10 до 60 м и скоростями фильтрации подземных вод, относящихся к зоне активного водообмена, от 2 до 20 м/год. По величине минерализации воды — главным образом пресные, реже солоноватые, гидрокарбонатно-магниевые по первым преобладающим компонентам.

Водоносный комплекс нижнесарматских отложений имеющий, по-видимому, в качестве верхнего водоупора глины верхов этих отложений. Абсолютные отметки пьезометрической поверхности подземных вод составляют от 14 до 40 м, скорости фильтрации

изменяются в широком интервале от 0,5 до 60 м/год, что свидетельствует о принадлежности вод к зоне активного водообмена. По величине минерализации воды — пресные и солоноватые, по химическому составу — гидрокарбонатно-сульфатные или гидрокарбонатно-сульфатно-хлоридные с преобладанием магния среди главных катионов. Растворенные газы — азотно-углекислородные, с низкой величиной гелий — аргонного коэффициента, составляющей менее 0,008.

Палеогеново-силурийский водоносный комплекс, залегающий ниже водоупора тортонских глин. Пьезометрические уровни его устанавливаются на абсолютных отметках 18—50 м, а скорости фильтрации вод изменяются от 0,01 до 0,6 м/год. По гидрохимическим особенностям воды комплекса принадлежат к подзоне B_3 , реже B_{10} , а по условиям динамики — к зоне замедленного водообмена. В газовом составе их основную роль играет азот с примесью углекислоты, гелий-аргоновый коэффициент достигает 0,8.

Досилурийский водоносный комплекс, верхним водоупором которого служат аргиллиты венды и частично рифея. Пьезометрическая поверхность характеризуется абсолютной отметкой около нуля, скорости фильтрации составляют 0,02—0,5 м/год, что позволяет относить их к зоне замедленного водообмена. По величине минерализации воды пестрые, но преобладают соленые (подзона B_{35}), имеющие преимущественно хлоридно-натриевый состав.

Обобщая приведенные данные, характеризующие подземные воды гидрогеологического района Молдавской плиты, можно сделать следующие выводы:

В пределах плиты широко распространены воды зоны активного водообмена, которая охватывает на различных участках породы среднего и нижнего сармата, тортона, палеогена, верхнего мела, нижнего силура и досилурийские толщи. Скорости фильтрации подземных вод в этой зоне составляют от 1 до 60 м/год. Гидрохимический индекс вод преимущественно A_1 , реже B_3 . Спонтанные и растворенные газы главным образом азотно-углекислородные или азотно-кислородно-углекислые с величиной гелий-аргонового коэффициента, не превышающей 0,1. Аномальны на этом фоне газы подземных вод среднесарматского комплекса Унгенского участка, принадлежащие к метановым и характеризующиеся гелий-аргоновым коэффициентом, величина которого достигает 0,39.

Зона замедленного водообмена включает подземные воды нижнесарматских, тортонских, палеогеновых, верхнемеловых, нижнесилурийских и досилурийских отложений. Скорости фильтрации вод в этой зоне колеблются от 0,007 до 0,6 м/год. Индексы гидрохимических зон — B_3 и B_{10} , реже B_{35} . Спонтанные и растворенные газы — азотные с примесью углекислоты. Гелий-аргоновый коэффициент составляет обычно до 0,3. Аномальные газы выявлены в водах нижнесарматско-тортонского комплекса Унгенского участка и в досилурийском комплексе района субширот-

ного отрезка долины р. Днестр: в первом газы имеют метановый состав с величиной гелий-аргонового коэффициента до 0,45, во втором — азотные газы характеризуются очень высоким отношением $He+Ne/Ar$, равным 15,5.

Зона весьма замедленного водообмена установлена только в пределах Унгенского участка, где к ней относятся воды верхнего мела, нижнего силура и досилурийской толщи. Скорости фильтрации вод здесь составляют менее 0,005 м/год. Индексы гидрохимических подзон — B_{35} и B_{70} . Газы метановые, с величиной гелий-аргонового коэффициента, изменяющейся от 1,15 до 2,4.

Сопоставление величин абсолютных отметок пьезометрических поверхностей подземных вод укрупненных водоносных комплексов района Молдавской плиты показывает, что в изменении отметок по вертикали разреза намечаются две тенденции. Одна из них характерна для гидрогеологических подрайонов, располагающихся в междуречье Прут—Днестр и выражается в том, что по мере перехода от молодых к более древним комплексам абсолютные отметки уровней слегка возрастают. Вторая тенденция выявлена на левом берегу р. Днестр. Здесь или до самого фундамента пьезометрические поверхности имеют одинаковые отметки по всем водоносным горизонтам, или вниз по разрезу снижаются.

Район склона Молдавской плиты (II)

На склоне Молдавской плиты гидрогеологический разрез охватывает породы понта, меотиса, сармата (всех трех его подразделений), тортона, палеогена, мела, верхней и средней юры, девона (?) и силура, общей мощностью более 3000 м. Гидродинамические и гидрохимические показатели позволяют выделить в этом районе пять укрупненных водоносных комплексов.

Понтичско-среднесарматский, характеризующийся абсолютными отметками пьезометрической поверхности, изменяющимися на разных участках от 20 до 100 м. Воды этого комплекса принадлежат к зоне активного водообмена, скорости фильтрации составляют 1—3 м/год. Гидрохимический индекс — преимущественно B_3 . По химическому составу воды — сульфатно-гидрокарбонатные или гидрокарбонатно-сульфатные, главным образом натриевые по преобладающим компонентам.

Нижнесарматско-тортонский водоносный комплекс отделен от предыдущего водоупором глинистых отложений среднего сармата. Пьезометрическая поверхность его имеет абсолютные отметки 15—40 м, скорости фильтрации колеблются от 0,001 до 0,5 м/год, в связи с чем воды можно считать принадлежащими к зоне замедленного водообмена. Гидрохимический индекс вод преимущественно B_3 , реже B_{10} . Они — гидрокарбонатно-хлоридно- и хлоридно-гидрокарбонатно-натриевые. Спонтанные газы — метановые с величиной гелий-аргонового коэффициента, достигающей 0,367.

Палеогеново-нижнемеловой водоносный комплекс отделен от вышележащего глинистым водоупором низов тортонских пород и верхней части палеогена. Пьезометрическая поверхность вод на отдельных участках имеет абсолютные отметки 16—31 м. Гидрохимический индекс подземных вод — B_{10} , реже B_{35} . В составе их преобладает хлорид натрия. По предположению воды комплекса отнесены к зоне замедленного водообмена.

Верхнеюрский водоносный комплекс, верхним водоупором которого служат глины нижнемелового возраста и глинисто-ангидритовая пачка пород кимеридж-титона. Абсолютные отметки статических уровней изменяются от 4,2 до —36,4 м, скорости фильтрации составляют менее 0,001 м/год, в связи с чем воды отнесены к зоне весьма замедленного водообмена. Гидрохимический индекс вод — преимущественно B_{70} , по химическому составу они — хлоридно-натриево-кальциевые.

Девонско-силурийский водоносный комплекс, перекрытый сверху водоупором глинистых отложений средней юры. По-видимому, воды принадлежат к слабым рассолам (подзона B_{140}) и находятся в зоне весьма замедленного водообмена.

Район Молдавской впадины (III)

Гидрогеологический разрез Молдавской впадины сложный и недостаточно изучен. В ее пределах мощность осадочного чехла превышает 5000 м, докембрийский фундамент не вскрыт. Подземные воды связаны с породами понта, меотиса, сармата (всех его подразделений), тортона, палеогена, верхней и средней юры, пермо-триаса, карбона и девона. Установлены следующие крупные водоносные комплексы.

Понтическое-верхнесарматский, характеризующийся абсолютными отметками пьезометрической поверхности, изменяющимися от 10 до 70 м на разных участках. Скорости фильтрации составляют 1—4 м/год, воды приурочены к зоне активного водообмена. Гидрохимический индекс вод — главным образом B_3 , по анионному составу они — гидрокарбонатно-сульфатные, гидрокарбонатные и сульфатно-гидрокарбонатные, преобладающий катион — натрий. Спонтанные и растворенные газы метановые (верхний сармат), гелий-аргоновый коэффициент равен 0,033.

Среднесарматско-тортонский водоносный комплекс, лежащий под водоупором глин нижней части отложений верхнего сармата. Абсолютные отметки пьезометрической поверхности подземных вод этого комплекса колеблются от 25 до —10 м. Скорости фильтрации не превышают 0,1 м/год и только на отдельных участках распространения вод среднего сармата достигают 1,5 м/год. По-видимому, в основном воды принадлежат к зоне замедленного водообмена. Гидрохимический индекс их B_{10} , по химическому составу они — хлоридные и хлоридно-гидрокарбонатные натриевые. Спонтанные и растворенные газы — метановые и метаново-

азотные с величиной гелий-аргонового коэффициента, изменяющейся от 0,35 до 0,42.

Палеоген-нижнемеловой водоносный комплекс, лежащий под глинистым водоупором верхней части палеогеновых пород. Сведений о нем практически нет. По предположению он отнесен к зоне замедленного водообмена, а гидрохимический индекс вод установлен как B_{35} .

В основании разреза под глинисто-ангидритовым водоупором кимеридж-титона выделяются два водоносных комплекса: верхнеюрско-среднеюрский и пермо-триас-девонский, разделенные водоупором глинистых отложений нижней части средней юры. Воды обоих комплексов принадлежат, по-видимому, к зоне весьма замедленного водообмена. Гидрохимические индексы их — B_{70} , B_{140} , а в пределах девона даже B_{270} . По химическому составу воды хлоридно-натриево-кальциевые, спонтанные газы их — азотные или азотно-метановые, гелий-аргоновый коэффициент достигает 6,67.

Район Скифской плиты (IV)

Гидрогеологический разрез района Скифской плиты изучен на сравнительно небольшую глубину и неравномерно по площади. В исследованной части установлены три укрупненных водоносных комплекса.

Понтичско-меотический, воды которого принадлежат верхней гидродинамической зоне и характеризуются скоростями, составляющими 1—4 м/год. Абсолютные отметки пьезометрических уровней колеблются от 0 до 50 м. Гидрохимический индекс вод — A_1 . По анионному составу они гидрокарбонатные или гидрокарбонатно-сульфатные, пестрые по преобладающим катионам, но натрий нередко играет в них главную роль. Спонтанные газы — почти нацело азотные, гелий-аргоновый коэффициент равен 0,12.

Среднесарматско-нижнесарматский водоносный комплекс, верхним водоупором которого служит мощная пачка верхнесарматских глин. Абсолютные отметки пьезометрической поверхности изменяются от минус 1,8 до 10 м. Скорости фильтрации не превышают 0,5 м/год, что позволяет относить воды этого комплекса к зоне замедленного водообмена. Гидрохимический индекс вод — B_{35} . По химическому составу они — преимущественно хлоридно-натриевые; на втором месте среди анионов обычно стоит сульфат-ион. Спонтанные и растворенные газы — метановые, величина гелий-аргонового коэффициента колеблется от 0,2 до 0,57.

В основании гидрогеологического разреза выделяется триасовый (или, возможно, пермо-триасовый) водоносный комплекс, абсолютные отметки пьезометрической поверхности которого не превышают 5 м. Воды этого комплекса относятся, по-видимому, к зоне весьма замедленного водообмена, т. к. скорости фильтрации составляют менее 0,005 м/год. Гидрохимический индекс вод — B_{70} , состав — хлоридно-натриево-кальциевый.

Совместное рассмотрение особенностей гидрогеологических условий районов склона Молдавской плиты, Молдавской впадины и Скифской плиты позволяют сделать следующие общие выводы.

Зона активного водообмена охватывает во всех районах подземные воды отложений понта и меотиса, а на склоне Молдавской плиты и в Молдавской впадине еще и пород сармата (верхнего и среднего). Скорости фильтрации подземных вод составляют в этой зоне 1—4 м/год. Гидрохимический индекс вод — B_3 , в пределах Скифской плиты — A_1 . Спонтанные и растворенные газы принадлежат к азотным или метановым, гелий-аргоновый коэффициент составляет не более 0,12.

Зона замедленного водообмена включает подземные воды сармата (среднего и нижнего), тортона, палеогена и нижнего мела. Скорости фильтрации колеблются от 0,001 до 0,5 м/год. Гидрохимический индекс вод — преимущественно B_{10} и B_{35} , на склоне Молдавской плиты еще и B_3 . Спонтанные и растворенные газы имеют метановый состав, гелий-аргоновый коэффициент достигает 0,57.

Зона весьма замедленного водообмена установлена во всех районах. К ней относятся подземные воды верхней и средней юры, пермо-триаса, девона и силура. Скорости фильтрации — менее 0,001 м/год. Гидрохимический индекс вод — B_{70} , B_{140} , B_{270} . Спонтанные и растворенные газы — азотные или азотно-метановые, гелий-аргоновый коэффициент достигает 6,67.

Сопоставление абсолютных отметок пьезометрической поверхности отдельных водоносных комплексов показывает, что во всех районах наблюдается четко выраженное снижение отметок по разрезу — по мере перехода от молодых к более древним отложениям.

В заключение необходимо подчеркнуть, что изложенная схема гидрогеологического районирования Молдавского артезианского бассейна наглядно отразила мозаичность территории бассейна: лежащие в основе районирования укрупненные водоносные комплексы охватывают на разных его площадях различные литолого-стратиграфические подразделения. Такая мозаика, по-видимому, вообще присуща артезианским бассейнам платформенных и горно-складчатых областей и определяется спецификой разделяющих водоносные горизонты водоупоров. Водоупоры отличаются изменчивостью по простиранию и по вертикали разреза пород, в связи с чем территория бассейнов разделяется на ряд участков, характеризующихся неодинаковым гидрогеологическим разрезом — набором литолого-стратиграфических подразделений, входящих в состав укрупненных водоносных комплексов. Мозаичность бассейнов может быть отображена на гидрогеологической карте выделением гидрогеологических районов и подрайонов.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ
ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА
ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Анализ закономерностей распространения различных химических типов вод и изменения их состава в зависимости от минерализации, изучение ионно-солевого комплекса пород, микроорганизмов и газового состава вод, выполненные на фактическом материале для Молдавского артезианского бассейна, а также обработка в определенном аспекте гидрогеохимических данных, содержащихся в томах «Гидрогеология СССР» для ряда регионов территории Союза, дают возможность обсудить одну из весьма сложных проблем гидрогеохимии — формирование химического состава подземных вод.

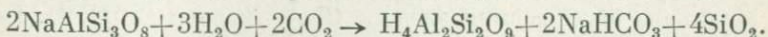
В основу для обсуждения этой проблемы мы положили Молдавский артезианский бассейн, поскольку именно для него детально исследовалась система: порода—вода—газ—живое вещество. Условия формирования рассматривались отдельно для карбонатного, сульфатного и хлоридного типов вод, хотя безусловно, каждый из этих типов связан с другими переходными звеньями. Наибольшее внимание уделено карбонатному и сульфатному типам, так как именно они подробно изучены в Молдавском артезианском бассейне, а будучи приуроченными главным образом к верхнему гидродинамическому этажу, имеют весьма важное практическое значение, ибо широко используются в народном хозяйстве.

■ ВОДЫ КАРБОНАТНОГО ТИПА

Обзору вод карбонатного типа, развитых на территории СССР, и интерпретации условий их формирования посвящена специальная монография Е. В. Посохова (1969а). В ней рассмотрены воды содового типа — атмосферные поверхностные и подземные; среди последних особое внимание уделено термоминеральным и карбонатным водам нефтяных месторождений. В указанной монографии сведены все пользующиеся в настоящее время большим или меньшим признанием гипотезы содообразования; приведем краткий их перечень:

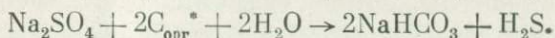
1. Сода формируется в процессе выветривания алюмосиликатов. Вариации этой гипотезы сводятся к тому, что отдельные авторы предполагают универсальный ее характер (Базилевич, 1965), считая, что исходный состав пород не имеет существенного значения; другие (Посохов, 1969а) отмечают, что процессы содообразования протекают только в том случае, когда породы представлены гранитоидами, богатыми натриевыми полевыми шпатами (или относятся к другим каким-либо породам, содержащим этот компонент).

Реакция идет по схеме (Алекин, Бражникова, 1964):



2. Сода образуется при биогенной сульфатредукции, в присутствии органического вещества и соответствующих микроорганизмов (десульфатизаторов); благоприятные условия для сульфатредукции создаются в анаэробной среде при наличии сульфатов в водах.

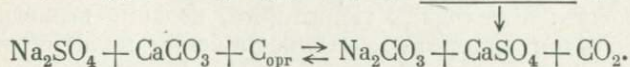
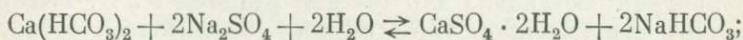
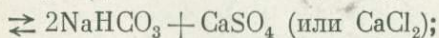
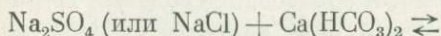
Реакция идет по схеме (Шишкина, 1972):



Как показали исследования (Самарина, 1963), важные условия для процессов сульфатредукции — оптимальные параметры динамики подземных вод: при очень быстром движении не могут развиваться десульфатирующие анаэробные микроорганизмы; при весьма замедленном движении эти организмы погибают в продуктах своей жизнедеятельности (H_2S), так как при малых скоростях они практически не удаляются из сферы реакции. В артезианских бассейнах наиболее благоприятными для сульфатредукции оказываются обстановки, создающиеся в зоне замедленного водообмена; в зонах активного и весьма замедленного водообмена интенсивность процессов сульфатредукции (если они и наблюдаются) обычно очень невелика.

3. Содообразование многие авторы связывают с различными физико-химическими реакциями. К числу таковых относятся:

Реакция Гильгарда; ее разновидностями являются:

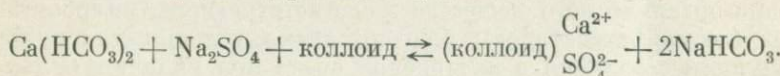


Экспериментальные исследования Ю. П. Никольской и И. А. Мошкиной (1958) показали, что в природных условиях перечисленные обратимые реакции идут в основном справа налево

* $\text{C}_{\text{орг}}$ — условные обозначения органического вещества.

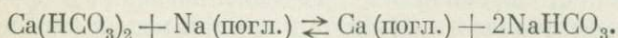
(т. е. не с образованием соды, а с накоплением карбоната кальция, выпадающего из раствора). Получить соду в эксперименте (т. е. сдвинуть реакцию в правую сторону) удастся лишь в случае проведения опыта в атмосфере CO_2 . Таким образом, названные авторы приходят к выводу о малой вероятности протекания реакций Гильгарда в природных условиях при обычных содержаниях CO_2 в водах.

Реакция П. Меликова, показавшего, что образование соды может произойти путем избирательного поглощения коллоидами из раствора ионов Ca^{2+} и SO_4^{2-} . Экспериментально реакция П. Меликова была воспроизведена С. А. Дуровым и Н. И. Перовой (1960), использовавшими в качестве адсорбента гидроксид железа. По их данным, реакция протекает по схеме:



Как указывает Е. В. Посохов, значение такой реакции, по-видимому, весьма ограничено, так как среди природных обстановок резко подчиненное значение имеют коллоиды, способные адсорбировать анионы, да и сама реакция ввиду ее обратимости, затухает довольно быстро.

Реакция К. К. Гедройца (1955), в соответствии с которой содообразование происходит путем вытеснения из поглощающего комплекса пород обменного натрия. Реакция идет по схеме:

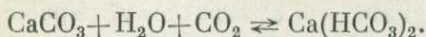


По мнению Е. В. Посохова (1969а, б; 1975), гидрогеологи слишком часто и не всегда оправданно объясняют формирование содовых вод реакцией К. К. Гедройца. Он полагает, что при этом исследователи упускают из вида преимущественное нахождение натрия в глинистых разностях пород. В связи со слабой водопроницаемостью глин они, по цитируемому автору, не могут быть главными поставщиками натрия содовых вод. В то же время водопроницаемые породы, из-за очень низкой емкости поглощения, содержат слишком мало натрия, и образование содовых вод в них за счет катионного обмена может дать какой-то эффект только в самые первые циклы водообмена. Е. В. Посохов считает, что благоприятная обстановка для течения реакции К. К. Гедройца создается в ограниченном числе случаев, на массивах орошения при их рассолении, в условиях территорий, недавно вышедших из-под уровня моря (например, Прикаспийская низменность), и в глубоко залегающих водноносных горизонтах, когда в области их питания климат увлажняется.

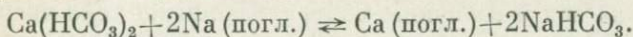
Помимо перечисленных трех путей содообразования, в качестве естественного смягчителя вод нередко выступает глауконит, в связи с чем в ряде артезианских бассейнов отмечен парагенезис содовых вод с глауконитовыми песками.

Несмотря на широкое развитие подземных вод карбонатного типа на территории СССР и сравнительно большое количество выполненных работ, посвященных их исследованию, проблема генезиса этих вод большей частью обсуждается умозрительно. На основе общих соображений при изучении геологической обстановки залегания вод и их гидрохимических особенностей привлекается одна или несколько из известных гипотез содообразования. Буквально единичны работы, в которых авторы опираются на соответствующие эксперименты. Но и среди последних преобладают такие исследования, в которых в качестве эксперимента используется только метод водных вытяжек, как известно, позволяющих лишь в самом обобщенном виде судить о гидрогеохимических особенностях пород. На таком фоне весьма выгодно отличаются работы отдельных авторов, изучавших все составные части ионно-солевого комплекса пород.

Наиболее полное исследование выполнено И. Н. Тугуши (1970) для расшифровки условий формирования углекислых содовых вод повышенной минерализации южного склона Кавказского хребта. Экспериментальным путем, используя методы определения всех составных частей ионно-солевого комплекса пород (приготовления водных и углекислых вытяжек, отжата поровых растворов и анализа адсорбированных ионов), он показал механизм формирования содовых вод. Главными в рассматриваемом И. Н. Тугуши случае оказались величина емкости поглощения пород, «натриевый резерв» в них и количество свободного CO_2 . Углекислота обуславливает непрерывный процесс растворения карбонатных компонентов пород по схеме:



При наличии «натриевого резерва» пород протекает реакция образования соды по схеме:



Количество соды (а следовательно, и величина минерализации воды) зависит от количества углекислоты, участвующей в процессе, и от содержания поглощенного натрия в породах. На южном склоне Кавказского хребта в районах, изученных И. Н. Тугуши, CO_2 , имеющего глубинное происхождение, содержится много, а в глинистых разностях пород обнаружены высокие концентрации поглощенного натрия. Естественно, что в таких условиях формируются воды карбонатного типа повышенной минерализации. Интересно отметить, что И. Н. Тугуши экспериментальным путем получил содовые воды с минерализацией до 15 г/л.

Необходимо учитывать также, что сравнительно высокая концентрация содовых вод может быть результатом процессов сульфатредукции. Последние приводят к образованию биогенного CO_2 , также способного растворять карбонатные породы с последующей заменой кальция (перешедшего в раствор) на поглощенный

натрий. Однако в связи с тем, что количество образующейся при сульфатредукции углекислоты эквивалентно содержанию сульфат-иона, минерализация формирующихся при сульфатредукции содовых вод не должна, очевидно, превышать минерализацию вод сульфатных.

Неуглекислые воды карбонатного типа

Каковы же основные процессы формирования неуглекислых вод карбонатного типа Молдавского бассейна? Рассмотрим поставленный вопрос в двух аспектах: а) в целом для бассейна; б) для отдельных его водоносных горизонтов и комплексов.

Из предыдущего описания ясно, что в верхнем гидродинамическом этаже Молдавского бассейна широко распространены воды карбонатного типа, которые могут быть названы «неуглекислыми» водами, поскольку содержание CO_2 в них не превышает 50 мг/л, и часто составляет 20—30 мг/л. В нижних комплексах этажа — от нижнего силура до тортона включительно — они занимают почти 100% площади развития этих комплексов; в верхних комплексах — сарматских, меотическом и понтическом — от 20 до 80%. Исключение на фоне такой закономерности (увеличения роли карбонатных вод вниз по разрезу пород Молдавского бассейна) составляют досилурийские (рифейские) отложения, где воды этого типа известны на небольшом участке (занимают около 20% площади).

В самых верхних комплексах — понтическом и меотическом — подземные воды принадлежат только к содовому и сульфатному типам; в среднем и нижнем сармате — к сульфатному, карбонатному (содовому) и хлоридному (хлоридно-кальциевому). Для более детально изученных комплексов верхней части разреза — средне- и верхнесарматского — установлена закономерная смена химического типа вод и величины минерализации по мере погружения на глубину водовмещающих пород и ухудшения условий водообмена. Самые динамичные — это воды сульфатного типа (сульфатно-натриевого подтипа), формирующиеся преимущественно в сфере интенсивного дренирующего влияния Днестра и Реута и имеющие минерализацию, не превышающую 2 г/л, реже до 3 г/л. В условиях ухудшающегося водообмена характерными становятся воды карбонатного типа, минерализация которых достигает 6 г/л, иногда до 10 г/л. Наконец, наименее динамичные воды, приуроченные к сравнительно глубоко погруженным породам среднего и нижнего сармата юго-запада Молдавии, имеют самую высокую минерализацию — до 70 г/л и принадлежат к хлоридному типу.

Среди наиболее изученных комплексов нижней части разреза верхнего этажа Молдавского бассейна — тортонского, верхнемелового и силурийского — воды сульфатного типа отсутствуют, основная площадь занята водами карбонатного типа с минерали-

зацией до 6 г/л, и лишь на Унгенском участке, где эти породы погружены, выявлены воды хлоридного типа, минерализация которых достигает 30 г/л.

Следовательно, довольно четко определяется место неуглекислых вод карбонатного типа в условиях Молдавского бассейна — по особенностям динамики они занимают промежуточное положение между весьма динамичными водами сульфатного типа и водами хлоридными, характеризующимися замедленной динамикой; промежуточной между величинами минерализации вод сульфатного и хлоридного типов является максимальная величина минерализации карбонатных вод.

Поскольку минерализация вод карбонатного типа в пределах всего Молдавского бассейна изменяется от 0,5 до 6,0 г/л и редко достигает 10 г/л, а наиболее часто встречающиеся значения не превышают 2,5—3 г/л, воды относятся к пресным и солоноватым. Содержание соды в водах всех литолого-стратиграфических комплексов пород сравнительно высокое и составляет 55—83 экв.%; мало соды (до 10 экв.%) обнаружено лишь в водах нижнемелового и палеогенового комплексов.

Несмотря на существенные различия в литологии пород осадочного чехла бассейна, карбонатные воды с минерализацией до 1,5 г/л по всему разрезу чехла одинаковы (табл. 17). Формула их — $\text{HCO}_3\text{—SO}_4\text{—Na}$, т. е. они обогащены сульфатами, исключая воды досилурийской толщи, в которых значительная роль принадлежит хлорид-иону. По первому преобладающему катиону воды во всех без исключения комплексах — преимущественно натриевые. С учетом катионов, занимающих второе место, выделяются: Na—Mg воды верхнемелового, ниже- и среднесарматского комплексов, Na—Ca воды досилурийского, нижнесилурийского и тортонского комплексов и почти нацело натриевые воды верхнесарматского, меотического и понтического комплексов.

Воды карбонатного типа с минерализацией выше 1,5 г/л дифференцированы по разрезу осадочного чехла. Среди них установлены три группы вод: 1) $\text{HCO}_3\text{—SO}_4\text{—Na}$ и $\text{SO}_4\text{—HCO}_3\text{—Na}$ (т. е. обогащенные сульфатами); 2) $\text{HCO}_3\text{—Cl—Na}$ и $\text{Cl—HCO}_3\text{—Na}$ (т. е. обогащенные хлором); 3) $\text{SO}_4\text{—Cl—Na}$ и $\text{Cl—SO}_4\text{—Na}$ (т. е. обогащенные сульфат- и хлорид-ионами). Составы, характерные для третьей группы вод, выявлены лишь при минерализации, превышающей 3 г/л. Необходимо подчеркнуть, что все без исключения воды карбонатного типа с минерализацией свыше 1,5 г/л по главным катионам отличаются резким преобладанием натрия при подчиненной роли кальция и магния (Самарин, 1976).

Можно предполагать, что в целом невысокая минерализация вод карбонатного типа Молдавского бассейна — это тот характерный предел, который присущ вообще неуглекислым водам карбонатного типа при «фоновом» содержании растворенного CO_2 в них. Под «фоновым» содержанием, очевидно, следует понимать то количество CO_2 , которое повсеместно присутствует в подзем-

Таблица 17

Усредненные формулы неуглекислых вод карбонатного типа Молдавского бассейна

| Литолого- стратиграфи- ческий ком- плекс пород | Минерализация вод, г/л; содержание соды, экв. % | Интервалы минерализации, г/л | | | | |
|---|--|-------------------------------|-------------------------------|--------------------------|-------------------------|--|
| | | < 1,0 | 1,0—1,5 | 1,5—2,5 | 2,5—3,0 | > 3,0 |
| N_2P | $\frac{0,5-1,9}{35-55}$ | $\frac{HCO_3-SO_4}{Na-Mg}$ | $\frac{HCO_3-SO_4}{Na}$ | $\frac{SO_4-HCO_3}{Na}$ | Нет | Нет |
| N_1m | $\frac{0,4-2,0}{25-70}$ | $\frac{HCO_3-SO_4}{Na}$ | $\frac{HCO_3-SO_4}{Na}$ | $\frac{SO_4-HCO_3}{Na}$ | Нет | Нет |
| N_1s_3 | $\frac{0,9-2,6}{33-83}$ | $\frac{HCO_3-SO_4}{Na}$ | $\frac{HCO_3-SO_4}{Na}$ | $\frac{HCO_3-Cl}{Na}$ | Нет | Нет |
| N_1s_2 | $\frac{0,6-5,5}{40-60}$ | $\frac{HCO_3-SO_4}{Na-Mg}$ | $\frac{HCO_3-SO_4}{Na-Mg}$ | $\frac{HCO_3-Cl}{Na-Mg}$ | $\frac{Cl-HCO_3}{Na}$ | $\frac{Cl-HCO_3}{Na}$ |
| N_1s_1 | $\frac{0,6-5,9}{70-80}$ | $\frac{HCO_3-SO_4}{Na-Mg-Ca}$ | $\frac{HCO_3-SO_4}{Na-Mg-Ca}$ | $\frac{HCO_3-SO_4}{Na}$ | $\frac{HCO_3-Cl}{Na}$ | $\frac{HCO_3-Cl}{Na}$ $\frac{Cl-HCO_3}{Na}$ |
| N_1t | $\frac{0,7-5,9}{21-68}$ | $\frac{HCO_3-SO_4}{Na-Ca}$ | $\frac{HCO_3-SO_4}{Na-Ca}$ | $\frac{HCO_3-SO_4}{Na}$ | $\frac{HCO_3-SO_4}{Na}$ | $\frac{Cl-HCO_3}{Na}$ |
| P | $\frac{1,4-5,9}{10}$ | Нет | $\frac{HCO_3-SO_4}{Na}$ | $\frac{SO_4-HCO_3}{Na}$ | $\frac{SO_4-HCO_3}{Na}$ | $\frac{Cl-SO_4}{Na}$ |
| K_2c | $\frac{0,8-3,8}{43-80}$ | $\frac{HCO_3-SO_4}{Na-Mg-Ca}$ | $\frac{HCO_3-SO_4}{Na-Mg-Ca}$ | $\frac{SO_4-HCO_3}{Na}$ | $\frac{SO_4-HCO_3}{Na}$ | $\frac{SO_4-HCO_3}{Na}$ |
| K_1 | $\frac{7,0}{4}$ | — | — | — | — | $\frac{Cl-SO_4}{Na}$ |
| S_1 | $\frac{0,6-5,4}{20-72}$ | $\frac{HCO_3-SO_4}{Na-Ca-Mg}$ | $\frac{HCO_3-SO_4}{Na}$ | $\frac{HCO_3-SO_4}{Na}$ | $\frac{SO_4-HCO_3}{Na}$ | $\frac{SO_4-Cl}{Na}$ |
| до S | $\frac{0,6-5,0}{40-75}$ | $\frac{HCO_3-Cl}{Na-Ca-Mg}$ | $\frac{HCO_3-Cl}{Na}$ | $\frac{Cl-HCO_3}{Na}$ | $\frac{Cl-HCO_3}{Na}$ | $\frac{Cl-HCO_3}{Na}$ |

ных водах верхнего гидродинамического этажа. Связано оно с поступлением CO_2 из воздуха вместе с атмосферными осадками и главным образом с процессами биогенного накопления CO_2 . Последний образуется в почвах, а также по разрезу осадочных пород за счет рассеянного в них органического вещества. В качестве доказательства сказанного можно сослаться на установленные нами практически во всех водоносных комплексах Молдавского бассейна бактерии, развивающиеся на МПБ, одним из важнейших продуктов жизнедеятельности которых является CO_2 . Изучение величины перманганатной окисляемости подземных вод показало, что органическое вещество, необходимое для этих бактерий, также присутствует в водах практически всех водоносных горизонтов и комплексов.

Наличие прямой зависимости минерализации вод карбонатного типа от количества CO_2 весьма наглядно видно при сравнении результатов водных вытяжек из пород по разрезу Молдавского бассейна с подземными водами карбонатного типа.

Вытяжки приготовлены на дистиллированной воде, количество CO_2 в которой сравнительно низкое (отвечает парциальному давлению CO_2 в воздухе). В результате подземные воды и вытяжки, идентичные по химическому типу, резкому преобладанию натрия в катионном составе и относительному содержанию соды, весьма существенно отличаются по величине минерализации; в водных вытяжках она не превышает 1,8 г/л, чаще составляет 0,5—1,0 г/л, тогда как в подземных водах достигает 10 г/л, а в преобладающем числе случаев — 2,5—3 г/л.

Полученное соответствие между водными вытяжками и водами (их химическим типом, катионным составом, относительным количеством соды) и различия между ними в величине минерализации позволяют, как нам представляется, однозначно решать вопрос о главном процессе содообразования в Молдавском бассейне. Главное — это растворение «карбонатной составляющей» осадочных отложений (зависящее от концентрации CO_2 в водах) с последующей десорбцией натрия из поглощающего комплекса пород. При низком содержании CO_2 (лабораторные условия) этот процесс приводит к образованию искусственных растворов малой минерализации (водные вытяжки карбонатного типа), при «фоновом» содержании CO_2 (естественные условия) формируются более минерализованные растворы (природные неуглекислые карбонатные воды Молдавского бассейна).

Необходимо несколько подробнее остановиться на механизме процессов десорбции натрия из пород. Большой натриевый резерв установлен нами в глинистых (водоупорных) разностях пород (Самарин, Козлова, 1977). Выявлено закономерное нарастание этого резерва вниз по стратиграфическому разрезу, а по каждому литолого-стратиграфическому комплексу пород — по мере увеличения глубины их залегания. Водовмещающие породы, как правило, имеют невысокую емкость поглощения и сравнительно

бедны адсорбированным натрием, но и для них характерно нарастание его количества с глубиной.

Если в лабораторных условиях десорбция натрия из поглощающего комплекса глинистых пород вполне объяснима, поскольку в процессе приготовления водной вытяжки раздробленной глинистая порода подвергается обработке дистиллированной водой, то в естественных условиях возможность десорбции натрия из глин в больших масштабах вызывает у отдельных исследователей сомнения. Так, например, Е. В. Посохов (1969а, б, 1975) неоднократно подчеркивал в своих работах, что в связи со слабой проницаемостью глин они не могут быть главными поставщиками натрия подземных вод в природной обстановке.

Имеющиеся материалы по Молдавскому бассейну опровергают, как нам представляется, это возражение Е. В. Посохова. Факты свидетельствуют о наличии четко выраженной закономерности, заключающейся в том, что со стратиграфической глубиной и по падению пластов нарастает количество адсорбированного натрия в глинах и в этом же направлении растет роль вод карбонатного типа в водоносных комплексах. Такое совпадение, по-видимому, не может быть случайным и говорит о том, что глины с их поглощенным натрием — активные участники процессов содообразования в водах бассейна.

Можно полагать, что десорбция натрия из глин осуществляется при их диффузионном выщелачивании. Как известно, под диффузионным выщелачиванием глин понимают диффузию вещества из поровых растворов глин при наличии градиента концентраций. Последний создается в наиболее крупном масштабе на границе раздела глин с коллекторами, вмещающими гравитационную воду, однако постепенно диффузионные процессы охватывают всю толщу глин. Обработка в лабораторных условиях монолитов глин с ненарушенной структурой и естественной влажностью показывает (Затенацкая, Сафокина, 1968), что за счет диффузии вещества уменьшается концентрация поровых растворов и изменяется их состав. Концентрация в опыте снижается в 2—10 раз, а состав изменяется главным образом за счет уменьшения хлоридов и сульфатов. В связи с нарушением адсорбционного равновесия (адсорбированные ионы \rightleftharpoons поровый раствор) происходят реакции десорбции поглощенного глинами натрия в обмен на кальций и магний, переходящих в адсорбированное состояние. Таким образом, осуществляется снижение концентрации поровых растворов глин и перестройка состава поглощенных катионов — увеличение количества адсорбированных катионов щелочноземельных элементов и уменьшение натрия, который переходит в воду.

В естественных условиях интенсивность рассмотренного процесса, очевидно, находится в прямой зависимости от общей гидродинамической обстановки. В условиях активной динамики подземных вод сравнительно быстро снижается концентрация поровых растворов, поглощенный натрий замещается в глинах катионами

щелочноземельных элементов. В зоне замедленного водообмена этот процесс протекает весьма медленно, благодаря чему натрий оказывается главным среди адсорбированных глинами катионов на протяжении длительных отрезков времени. Момент, зафиксированный нашими исследованиями в пределах Молдавского артезианского бассейна, отразил зависимость состава адсорбированных катионов глин от гидродинамических условий бассейна на общем фоне наличия в нем большого натриевого резерва.

Таким образом, экспериментальный материал и результаты природных полевых исследований позволяют однозначно решать вопрос о причинах широкого развития вод карбонатного типа в Молдавском бассейне, возрастании роли их с переходом от зоны активного водообмена к зоне водообмена замедленного, высокого содержания натрия в водах, относительно большой концентрации в них соды и сравнительно невысокой величины минерализации.

Неуглекислые воды карбонатного типа Молдавии в преобладающем интервале минерализации (до 2,5—3 г/л) имеют гидрокарбонатно-сульфатный или сульфатно-гидрокарбонатный состав, т. е., помимо гидрокарбонатов, характеризуются заметной ролью сульфатов в химическом составе воды и подчиненной — хлоридов. Очевидно, это тесно связано с характером водовмещающих пород.

В Молдавии вмещающими породами служат карбонатно-терригенные накопления, среди которых большая роль принадлежит известнякам и глинам. Как показали наши исследования, ни те, ни другие не содержат в твердой фазе (за редким исключением) первичных легководнорастворимых солей (хлорида натрия и гипса). Сульфаты, очевидно, присутствуют в решетках карбонатных минералов в качестве изоморфных примесей, а также рассеяны в породах в виде вторичного гипса, образующегося при окислении пирита. Последний установлен во многих литолого-стратиграфических комплексах пород, участвующих в строении Молдавского бассейна. Поэтому можно полагать, что «сульфатный» облик вод карбонатного типа — это результат широкого развития в разрезе Молдавского бассейна карбонатных отложений, содержащих в том или ином виде сульфаты.

Известно, что главным первым анионом маломинерализованных природных вод (примерно до 1 г/л) служит ион HCO_3^- , сменяющийся при росте минерализации воды ионом SO_4^{2-} (Валашко, 1955). Такая закономерность выражена и в Молдавии — до 1—1,5 г/л воды всех водоносных комплексов по анионному составу гидрокарбонатные, а сульфат-ион в них занимает второе место (см. табл. 17). Исключение на этом фоне составляют лишь подземные воды досилурийского водоносного комплекса, принадлежащие к гидрокарбонатно-хлоридным. Одинаковый анионный состав пресных и слегка солоноватых вод карбонатного типа по разрезу всего бассейна свидетельствует об идентичности условий их формирования. В процессе взаимодействия порода—вода

и «фоновом» содержании углекислого газа растворяются карбонатные составляющие пород, и переходят в раствор сульфаты. Последующая десорбция поглощенного натрия обуславливает карбонатный тип образующихся растворов и гидрокарбонатно-сульфатно-натриевый их состав по преобладающим компонентам.

При увеличении минерализации карбонатные воды Молдавского бассейна отклоняются от указанной закономерности. В интервале от 1,5 до 2,5—3 г/л сульфат-ион не выходит в них на первое место, и в целом по бассейну воды сохраняют гидрокарбонатно-сульфатный состав. Нарушение закономерности свидетельствует о процессах сульфатредукции, в результате которых, по-видимому, происходит замена сульфат-иона на эквивалентное количество гидрокарбонат-иона. Процессы сульфатредукции проявляются с различной интенсивностью в пределах отдельных водоносных комплексов бассейна что зависит прежде всего от активности водообмена и наличия органического вещества в породах. Изучение распространения микроорганизмов-десульфатизаторов показало, что оптимальна обстановка замедленного водообмена и присутствие повышенных количеств органики, когда создаются наиболее благоприятные условия для жизнедеятельности сульфатредуцирующих бактерий (Саргсянц, 1976). Из-за неравноценности этих условий в разрезе бассейна формируются неодинаковые по составу солоноватые (от 1,5 до 3 г/л) воды карбонатного типа. Для примера можно взять нижнесарматский и верхнемеловой комплексы. В первом активные процессы сульфатредукции обусловили преобладание гидрокарбонат-иона вплоть до минерализации 3 г/л. Во втором, где эти процессы развиты локально и интенсивность их относительно небольшая, первым преобладающим анионом, начиная с минерализации 1,5 г/л и выше, оказывается сульфат-ион.

Таким образом, в Молдавском бассейне установлен еще один из возможных процессов содообразования — сульфатредукция. Она доказывается наличием H_2S в водах и сульфатредуцирующих микроорганизмов. Однако она не развита повсеместно и по значимости в процессах содообразования уступает реакциям десорбции натрия из поглощающего комплекса глинистых пород, распространенных регионально.

Карбонатные воды Молдавии с минерализацией более 2,5—3 и до 6 г/л (иногда до 10 г/л) характеризуются нарастанием с увеличением минерализации относительного содержания хлорид-иона в химическом составе воды и уменьшением количества соды. Они выявлены по всему разрезу бассейна, но в верхнем гидродинамическом этаже играют подчиненную роль. Экспериментальные данные свидетельствуют о том, что хлорид-ион (преимущественно в виде хлорида натрия) присутствует только в поровом растворе глинистых накоплений; в твердой фазе в пределах бассейна $NaCl$ нигде не известен. Следовательно, поступление хлорида натрия в подземные воды может осуществляться в процессе диф-

фузионного выщелачивания глин, при котором хлориды переходят из поровых растворов глин в гравитационные воды. Именно за счет хлорида натрия нарастает минерализация вод карбонатного типа, резко увеличивается относительная роль в них натрия, а количество соды падает. В связи с этим по катионному составу сильно солоноватые карбонатные воды практически одинаковы во всех водоносных комплексах бассейна. По преобладающим анионам они разные вследствие того, что доля участия хлоридно-натриевых поровых растворов в формировании карбонатных вод весьма различна. Так, например, в среднесарматском водоносном комплексе хлорид-ионы занимают первое место в химическом составе воды уже при величине минерализации 2,5 г/л, в нижнесарматском — только после 5,5 г/л, а в верхнемеловом комплексе хлоридные воды карбонатного типа отсутствуют во всех интервалах минерализации. Необходимо подчеркнуть, что именно в связи с этим карбонатные воды верхнемеловых отложений характеризуются самой низкой минерализацией среди взятых для примера вод (до 3,8 г/л, тогда как в нижнем и среднем сармате — до 6 г/л и больше).

Та или иная доля участия хлоридно-натриевых поровых растворов в формировании вод карбонатного типа зависит от палеогеографической обстановки, палеогидрогеологических условий Молдавского бассейна, а также определяется особенностями динамики подземных вод в современный этап их развития.

Как показали исследования, Молдавский бассейн характеризуется сложной историей гидрогеологического развития, вследствие чего поровым растворам глинистых пород присуща пестрота по величине минерализации и химическому составу. Однако, несмотря на пестроту, изучение искусственных растворов (водных вытяжек и отжимов) свидетельствует о том, что в глинистых разнотипных пород в целом по бассейну довольно большая роль принадлежит хлоридам. Необходимо подчеркнуть, что именно по этому признаку вытяжки и отжимы отличаются от подземных вод: в первых в самых различных сочетаниях с другими анионами велико значение хлорид-иона, тогда как в подземных водах карбонатного типа, также в самых различных сочетаниях, важную роль имеет сульфат-ион. Причина, по-видимому, заключается в методике приготовления искусственных растворов — порода предварительно дробится до размера фракции менее 1 мм, благодаря чему становится возможным интенсивное извлечение хлорида натрия из поровых растворов глин; в природных же условиях этот процесс, обязанный диффузионному выщелачиванию глин, протекает весьма медленно.

Таким образом, генезис вод карбонатного типа в пределах Молдавского бассейна в целом можно рассматривать как последовательное суммирование накладывающихся один на другой процессов. В том случае, когда определяющими являются процессы растворения карбонатных и сульфатных солей с последую-

щей десорбцией поглощенного натрия, формируются пресные и слабосоленоватые воды карбонатного типа, главным образом гидрокарбонатно-сульфатного состава. Когда наряду с растворением пород и катионным обменом активную роль начинают играть реакции сульфатредукции, нарастает минерализация (за счет увеличения роли сульфатов) большей частью без изменения химического состава вод, поскольку при сульфатредукции ион SO_4^{2-} замещается эквивалентным количеством иона HCO_3^- и воды остаются гидрокарбонатно-сульфатными. Следующее новое приращение минерализации вод карбонатного типа обязано возрастанию значения при их формировании хлоридно-натриевых поровых растворов глинистых пород, и приводит оно к существенному изменению химического состава вод — образуются соляно-щелочные или соляно-сульфатные воды повышенной минерализации. Каждый из перечисленных процессов реализуется в условиях определенной подвижности подземных вод. Наиболее динамичные воды зоны активного водообмена интенсивно растворяют водовмещающие породы и извлекают из поглощающего комплекса натрий; при ухудшении водообмена, наличии определенного биоценоза микроорганизмов и рассеянного органического вещества важная роль принадлежит процессам сульфатредукции; при еще большем уменьшении динамичности подземных вод в них затухают и микробиологические реакции и тогда главными становятся процессы диффузионного выщелачивания глин, т. е. извлечение вещества (преимущественно хлорида натрия) из поровых растворов.

С учетом основных процессов формирования подземных вод карбонатного типа Молдавского бассейна в целом, попытаемся рассмотреть генезис химического состава этих вод в пределах отдельных водоносных комплексов. Для такой цели используем палеогеографические реконструкции, изложенные в фундаментальном труде В. М. Бобринского, П. Д. Букатчука и др. (1965), а также материалы, полученные нами в процессе проведенных исследований.

По данным названных авторов, элементы двух крупных тектонических структур (Молдавской и Скифской плит) претерпели сложное и длительное развитие. Начало становления Молдавской плиты относится к архейскому тектоно-магматическому циклу, а Скифской плиты — к байкальскому орогенезу. Юг Молдавии — Молдавская впадина — консолидировался несколько позднее и имеет, вероятно, байкальский складчатый фундамент.

В рифее начинается погружение всей территории Молдавии, продолжавшееся и в течение раннего кембрия. Рифейский и нижнепалеозойский периоды отличаются крайне неустойчивой палеогеографической обстановкой, частыми трансгрессиями и регрессиями морского бассейна. В нижнем кембрии в условиях мелкого моря формируются осадочные отложения, почти нацело размывые в конце кембрия вследствие того, что вся область вышла из-под уровня моря. Опускание в позднем ордовике вновь привело

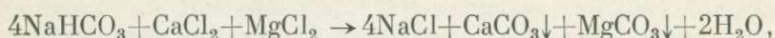
к накоплению морских осадков, но и они оказались размывтыми, поскольку с конца ордовика и вплоть до второй половины лландоверского века (ранний силур) море покидает район Днестро-Прутского междуречья. Следовательно, в досилурийский период развития территории Молдавии морские эпохи, когда отлагались преимущественно мелководные песчано-глинистые толщи и формировались подземные воды седиментационного генезиса, сменились эпохами поднятия и размыва, когда на отдельных участках эрозия снимала мощные толщи пород и наступал инфильтрационный этап в развитии подземных вод.

В настоящее время в досилурийских отложениях распространены главным образом воды хлоридно-кальциевого типа сравнительно высокой минерализации (до 80 г/л). Воды карбонатного типа с минерализацией до 5,0 г/л занимают ограниченную площадь и находятся в сфере интенсивного дренирующего воздействия р. Днестр на субширотном отрезке ее долины.

Изучение поровых растворов глинистых накоплений рифея и венда свидетельствует о низкой их концентрации (до 5 г/л, редко до 13 г/л) и о весьма малом содержании в них хлорида натрия. Во всех случаях, когда концентрация поровых растворов оказывается повышенной, это связано с нарастанием в них роли сульфатных солей. Последние, по-видимому, обязаны наличию рассеянного в породах пирита, дающего при окислении вторичный гипс. Такой облик порового раствора (т. е. низкая концентрация в нем хлорида натрия) может быть результатом глубокой разрушенности ионно-солевого комплекса пород по сравнению с исходными его параметрами, отвечавшими бассейнам седиментации (морям нормальной солености, по данным В. М. Бобринского и др.). Однако этому представлению противоречит установленная нами экспериментально значительная роль натрия в составе адсорбированных катионов пород, поскольку при интенсивном разрушении ионно-солевого комплекса натрий должен был заместиться катионами щелочноземельных элементов. По-видимому, вероятно предположение о пониженной солености морских бассейнов рифейского и вендского времени.

Искусственные растворы, полученные из пород рифея и венда, не служат гидрохимической моделью связанных с этими породами вод карбонатного типа, поскольку первые характеризуются большой ролью в их составе сульфатов, вторые — хлоридов. В поровых растворах глиен хлористого натрия присутствует мало и особенно мало его в зоне активного водообмена, к которой приурочены воды карбонатного типа. В связи с этим механизм формирования их химического состава можно представить следующим образом. За счет выщелачивания песчано-глинистых отложений в зоне активного водообмена образуются карбонатные воды невысокой минерализации (при растворении карбонатного цемента пород с последующей десорбцией натрия, а также при выветривании полевых шпатов). Здесь же карбонатные воды смешиваются

с хлоридными, которые частично разгружаются в долину р. Днестр, образуя «язык» хлоридных вод (см. главу 3). При смешении в соответствии со схемой:



кальций и магний выпадают в осадок в виде малорастворимых карбонатов, а карбонатные воды в зависимости от доли подмешивающихся к ним хлоридных вод становятся гидрокарбонатно-хлоридными или хлоридно-гидрокарбонатными.

После длительной паузы в осадконакоплении, продолжавшейся от конца ордовика до второй половины лlandoверского века, в раннем силуре территория Молдавии опускается и заливается морем. Морские условия с преобладанием нормально морских отложений, среди которых значительная роль принадлежит карбонатным породам, характерны для всего силурийского времени. Лишь в кратковременные периоды в течение раннего силура возникали засоленные лагуны, в которых отлагались известково-магнезиальные и сульфатные илы, преобразованные впоследствии в доломиты, гипсы и ангидриты. Седиментационные воды силурийских отложений имели в связи с этим нормальную и временами повышенную соленость. Поскольку северная и центральная части Молдавии, где изучены воды нижнесилурийских пород, в последующее время в течение длительного периода — вплоть до сеноманского века — были сушей, седиментационные воды, по-видимому, полностью заменились инфильтрационными (исключая Унгенский участок).

Поровые растворы силурийских пород характеризуются повышенной концентрацией (до 13,5 г/л), по химическому типу относятся к сульфатным, а по составу к хлоридно-сульфатно-натриевым. Соотношение между водными вытяжками и отжимами говорит о присутствии солей (гипса) в твердой фазе пород и о значительной роли хлорида натрия в поровом растворе. Эти данные подтверждают палеогеографические построения В. М. Бобринского и др. о нормальной, временами повышенной солености морского бассейна нижнесилурийского времени. Интересно, что несмотря на длительный период континентального развития территории и интенсивные процессы гипергенной переработки пород, ионно-солевой комплекс их и по сей день сохранил черты, присущие бассейну седиментации.

Ни вытяжки, ни отжимы не могут быть гидрохимической моделью подземных вод нижнесилурийских отложений. В первых значительная роль принадлежит хлорид-иону, что свидетельствует о большом значении хлоридно-натриевой составляющей поровых вод в формировании химического состава искусственных растворов. Вторые (подземные воды) в подавляющем большинстве случаев относятся к гидрокарбонатно-сульфатным или сульфатно-гидрокарбонатным, что позволяет считать главными в их генезисе процессы растворения водовмещающих пород (карбонатных и

гипса) с последующей десорбцией натрия. Поскольку воды оказываются гидрокарбонатными вплоть до минерализации 2,5—3 г/л, важную роль в формировании их состава, очевидно, играют реакции сульфатредукции, обуславливающие замену сульфатного иона на гидрокарбонатный; такое предположение подтверждается наличием H_2S в водах. Диффузионное выщелачивание глин имеет, по-видимому, подчиненное значение и дает видимые результаты лишь при образовании подземных вод карбонатного типа повышенной минерализации. Однако и в них хлорид-ион не выходит на первое место, уступая его сульфат-иону. Такая специфика подземных вод нижнесилурийских отложений отражает их литолого-фациальные особенности: породы представлены преимущественно карбонатными, местами загипсованными накоплениями с подчиненным количеством глин в разрезе.

Последующая, т. е. постсилурийская, история развития территории Молдавии была весьма неодинакова на отдельных ее участках. Морские фации девона, триаса, юры и нижнего мела, карбона, перми (карбонатные, терригенные и хемогенные образования) характерны только для склона Молдавской плиты и Молдавской впадины. Северная и центральная части Молдавии представляли собой в этот период сушу и подвергались размыву.

Интенсивное прогибание Молдавской впадины приводит к накоплению здесь мощной толщи морских осадков и формированию подземных вод седиментационного генезиса. Соленость морских вод достигает в отдельные периоды 140 г/л и более. Относительно кратковременные эпохи континентальных перерывов (по-видимому, в конце девона, в конце перми, в ранней юре и т. д.) не способствовали замене инфильтрационных вод седиментационными, а приводили лишь к некоторому опреснению последних. Мощная толща глинисто-ангидритовых накоплений кимеридж-титона и преимущественно глинистых пестроцветов низов нижнего мела надежно изолировала рассолы нижележащих пород от влияния инфильтрационных процессов. Рассолы хлоридного типа сохранились в пределах этих районов и по сей день, а ионно-солевой комплекс пород несет следы весьма незначительных преобразований. Имеющиеся данные показывают, что в составе поровых растворов юрских пород преобладает хлорид натрия, растворы имеют высокую концентрацию, а главным адсорбированным катионом поглощающего комплекса пород служит натрий.

Обширная сеноманская трансгрессия захватывает центральные и северные районы описываемой территории. Северо-западная часть ее характеризуется мелководными морскими осадками (песчано-глинистые породы, спонголиты), северо-восточная — более глубоководными карбонатными образованиями. В целом осадки верхнего мела — типичные породы морей платформенного типа. Отсутствие отложений датского времени и низов палеогена (монского века) свидетельствуют о длительном периоде денудации. Сравнительно кратковременная трансгрессия палеогеновых

морей (палеоцен, эоцен) вновь сменилась осушением территории Молдавии, превратившейся в олигоценовую эпоху в слабо-расчлененную равнинную сушу. Таким образом, подземные воды седиментационного генезиса, захороненные в отложениях верхнего мела, в последующие эпохи, по-видимому, нацело замещаются инфильтрационными водами.

Концентрация поровых растворов верхнемеловых пород низкая и не превышает 6,5 г/л. Характерен преимущественно карбонатный и сульфатный облик их при низком содержании хлорида натрия. Такая специфика порового раствора при высоком содержании адсорбированного натрия в поглощающем комплексе пород, как нам кажется, противоречит представлению В. М. Бобринского и др. о принадлежности верхнемеловых накоплений к нормально морским. Вероятным представляется опресненный характер верхнемелового бассейна.

Весьма интересно, что водные вытяжки и отжимы — почти точная гидрохимическая модель подземных вод верхнемелового комплекса: и те и другие относятся по составу к $\text{HCO}_3\text{—SO}_4\text{—Na}$, а при увеличении минерализации — к $\text{SO}_4\text{—HCO}_3\text{—Na}$. Можно считать, следовательно, что в формировании вод карбонатного типа верхнемеловой толщи главные — это процессы выщелачивания пород с последующей десорбцией из них натрия. Процессы сульфатредукции, очевидно, не играют никакой роли, что подтверждается отсутствием сероводорода в водах и сульфатредуцирующих микроорганизмов.

Существенная перестройка палеогеографических условий территории Молдавии происходит в неогеновое время вследствие интенсивного прогибания Днестровско-Прутского междуречья. В раннем и среднем (тортонское время) миоцене прогибание охватывает лишь окраинные части междуречья, благодаря чему море захватывает сравнительно небольшие участки территории. Самая обширная трансгрессия — позднего миоцена (ранний, средний и поздний сармат).

В раннесарматское время море заливало всю территорию Молдавии, за исключением ее самой юго-западной окраины. По данным В. М. Бобринского и др., оно характеризовалось пониженной соленостью и оставило преимущественно карбонатные и глинисто-мергелистые накопления, содержащие обуглившиеся растительные остатки и обилие рассеянного пирокластического материала. В среднесарматское время море также было опресненным; в нем откладывались преимущественно глинистые осадки (на западе) и песчано-глинистые образования и известняки (на востоке). Типичен пирит и обуглившиеся растительные включения. В позднем сармате произошло сокращение морского бассейна и отступление его к югу. Морские фации представлены глинистыми и песчано-глинистыми породами. Соленость была непостоянной и постепенно снижалась, так что к концу верхнесарматского века морской бассейн превратился в серию пресноводных озер и лагун.

Палеогеографическая реконструкция, в соответствии с которой в нижне- и среднесарматское время моря были опресненными, не подтверждается данными ионно-солевого комплекса пород.

В породах нижнего и среднего сармата установлена определенная закономерность в поведении поровых растворов и адсорбированных ионов. На севере и в центральной Молдавии, т. е. при неглубоком залегании пород, выявлены низкая концентрация растворов (до 5 г/л), преимущественно сульфатный облик их при резко подчиненном количестве хлорида натрия, преобладание в составе поглощенных ионов магния и кальция. На юге, т. е. при погружении пород, концентрация поровых растворов возрастает до 18—30 г/л, в составе их главную роль играет хлорид натрия, а первым преобладающим адсорбированным катионом становится натрий. Такая картина свидетельствует о нормально морских условиях осадконакопления в ранне- и среднесарматское время, а выявившаяся различная степень разрушенности ионно-солевого комплекса пород связана с особенностями гидродинамики. В зоне активного водообмена из поровых растворов пород практически уже вынесен хлорид натрия, и адсорбированный натрий пород замещен катионами щелочноземельных элементов; в зоне замедленного водообмена ионно-солевой комплекс пока еще в значительной мере сохранил черты бассейнов седиментации, которые, судя по величине концентрации поровых растворов и их составу, характеризовались нормальной (а возможно, в N_{1s_2}) даже и повышенной соленостью.

Весьма интересно, что ни вытяжки, ни отжимы из пород нижнего и среднего сармата в целом не служат гидрохимической моделью подземных вод карбонатного типа, развитых в этих породах. Искусственные растворы относятся главным образом к сульфатному типу (особенно из пород среднего сармата) и характеризуются высоким содержанием сульфатов во всех интервалах минерализации. В то же время воды этих отложений принадлежат к разновидности вод, обогащенных сульфатами (т. е. $\text{HCO}_3\text{—SO}_4$) только до минерализации 1,5 г/л (N_{1s_2}) и 2,5 г/л (N_{1s_1}). При более высокой минерализации они становятся $\text{HCO}_3\text{—Cl—Na}$ или $\text{Cl—HCO}_3\text{—Na}$; среди вытяжек и отжимов такие составы отсутствуют вообще.

Изложенные факты позволяют предполагать сложный генезис вод карбонатного типа нижне- и среднесарматского водоносных комплексов: а) в зоне активного водообмена, на севере республики, где распространены пресные воды карбонатного типа состава $\text{HCO}_3\text{—SO}_4$, основную роль, очевидно, играют процессы растворения карбонатных пород с последующей десорбцией адсорбированного натрия; поскольку натрия в поглощающем комплексе пород здесь сравнительно немного, а среди поглощенных катионов характерен магний, воды нередко по преобладающим катионам Na—Mg ; б) в центральных районах республики, в зоне замедленного водообмена, где развиты солоноватые воды (с мине-

рализацией до 2,5 г/л), а гидрокарбонат-ион все равно сохраняется на первом месте, т. е. воды также $\text{HCO}_3\text{—SO}_4$, большое значение играют процессы сульфатредукции, что установлено нашими исследованиями (Саргсянц, 1976), показавшими широкое развитие в этой зоне сульфатредуцирующих микроорганизмов и сероводорода в водах; б) на юго-западе, где воды карбонатного типа погружаются сравнительно глубоко, увеличивается их минерализация и они приобретают «хлоридный» облик, хлориды, возможно, поступают из поровых растворов глин (особенно такое поступление возможно в водоносном комплексе N_1s_2 , в разрезе которого глины играют большую роль); однако, очевидно, основное значение имеют процессы смешения вод карбонатного типа с хлоридными (хлоридно-кальциевыми); последние установлены в этих районах и в ниже- и в среднесарматском водоносных комплексах.

В меотисе и в понтический век море вновь трансгрессирует и покрывает небольшую южную часть Днестровско-Прутского междуречья. На севере и в центральной Молдавии располагается обширная аллювиальная равнина, где отлагаются речные и озерно-лагунные накопления. Морские породы меотиса и понта представлены глинами с прослоями песков, песчаников, известняков-ракушняков. К концу понтического века море окончательно отступает, и вся территория междуречья становится сушей.

Для характеристики ионно-солевого комплекса морских пород меотиса и понта мы располагаем весьма ограниченным материалом. Однако его интерпретация свидетельствует о пресноводном характере морских бассейнов того времени. Поскольку концентрация поровых растворов глинистых отложений меотиса и понта (до 9 г/л) примерно в 4—5 раз превышает минерализацию приуроченных к ним подземных вод (до 2 г/л), можно предполагать, что диффузионное выщелачивание глин в этих комплексах имеет определенное значение в формировании химического состава подземных вод.

Воды карбонатного типа пород меотиса и понта имеют одинаковую гидрохимическую характеристику: до 1,5 г/л они имеют состав $\text{HCO}_3\text{—SO}_4\text{—Na}$, после 1,5 г/л — $\text{SO}_4\text{—HCO}_3\text{—Na}$. Смена гидрокарбонат-иона сульфат-ионом происходит при минерализации около 1—1,5 г/л, так что, по-видимому, процессы сульфатредукции не играют роли в формировании химического состава вод карбонатного типа этих отложений. Преобладание сульфат-иона в карбонатных водах меотиса при минерализации более 1,5 г/л указывает на гидравлическую связь их с водами понта. Такой вывод основывается на изучении искусственных растворов: водные вытяжки и отжимы из пород меотиса обеспечивают только $\text{HCO}_3\text{—SO}_4$ состав вод, тогда как из пород понта получены и $\text{HCO}_3\text{—SO}_4$ и $\text{SO}_4\text{—HCO}_3$ составы.

Неуглекислые воды карбонатного типа (кроме подробно рассмотренного Молдавского бассейна) довольно широко известны

и в других артезианских бассейнах платформ и межгорных впадин территории СССР.

По данным табл. 13 видно, что основную часть разреза верхнего гидродинамического этажа (среди изученных нами структур) воды карбонатного типа занимают в Молдавском, Западно-Сибирском, Сахалинских и Днепроовско-Донецком бассейнах; в Ленинградском, Восточно-Предкавказском, Причерноморском и Азово-Кубанском бассейнах они играют примерно равную роль с водами сульфатного типа; в Волго-Камском, Южно-Таджикском, Московском, Северо-Каспийском, Ангаро-Ленском и Вольно-Подольском они приурочены к самой верхушке верхнего гидродинамического этажа, и, наконец, в Амударьинском и Ферганском бассейнах их практически нет совсем.

Весьма интересно, что во всех бассейнах величина минерализации вод карбонатного типа обычно не превышает 6—7 г/л, редко достигает 10 г/л, т. е. имеет верхний предел, аналогичный таковому в Молдавском артезианском бассейне. Так же как и в последнем, чаще встречающиеся значения не превышают 2,5—3 г/л, в некоторых бассейнах — 1 г/л. Следовательно, неуглекислые воды карбонатного типа — это повсеместно преимущественно пресные и солоноватые воды.

Поскольку в Молдавском бассейне основная причина заключается в сравнительно низком («фоновом») содержании CO_2 , атмосферного и биохимического происхождения (образующегося за счет рассеянного в породах органического вещества и деятельности микроорганизмов), можно, по-видимому, считать такую причину определяющей для всех бассейнов. «Фоновое» количество CO_2 (в Молдавском бассейне оно не превышает 50 мг/л, чаще составляет 20—30 мг/л) обуславливает конкретное состояние карбонатного равновесия, т. е. количество карбонатных солей, которые могут перейти в раствор и удержаться в виде гидрокарбонат-ионов. Расчеты показывают, что при самой высокой концентрации CO_2 (около 50 мг/л) содержание HCO_3^- может составить ~1200 мг/л, общая минерализация воды при этом будет около 2,5—3,0 г/л. Судя по Молдавскому бассейну, наибольшее количество соды, достигающее 70—80 экв.%, характерно для вод карбонатного типа именно с таким количеством растворенных солей. Дальнейшее возрастание минерализации сопровождается падением количества соды и, как правило, происходит за счет возрастания роли хлорида натрия.

По данным табл. 18 видно, что практически во всех бассейнах первый главный катион вод карбонатного типа — это натрий, или (в отдельных случаях он занимает второе место, но количество его всегда более 20 экв.%. В Молдавском бассейне, как мы уже показали, это связано с большим натриевым резервом глинистых пород, установленном по всему разрезу осадочного чехла бассейна при изучении адсорбированных катионов. Очевидно, натриевый резерв велик и во всех прочих рассмотренных бассейнах.

Таблица 18

Характеристика неуглекислых вод карбонатного типа различных артезианских бассейнов

| Артезианский бассейн | Занимаемая часть верхнего гидродинамического этажа | Фашии | Минерализация (максимальная), г/л | Усредненная формула в различных интервалах минерализации, г/л | | | |
|----------------------|--|---|-----------------------------------|--|-----------|-------------|-------|
| | | | | < 1,0 | 1—2 (2,5) | 2 (2,5)—5,5 | > 5,5 |
| Ферганский | Нет | Терригенные засоленные и загипсованные (N, Q); карбонатно-терригенные, загипсованные (P, MZ) | — | — | — | — | — |
| Амударьинский | Нет | Терригенно-карбонатные, местами загипсованные и засоленные (MZ, KZ); хемогенно-карбонатно-терригенные (I ₃) | — | — | — | — | — |
| Волго-Камский | Самый верх, локально | Терригенные, местами загипсованные (P ₂ , T, I, N); хемогенно-карбонатно-терригенные (PZ) | 1,0 | $\frac{\text{HCO}_3-(\text{SO}_4)}{\text{Na}(\text{Ca})-\text{Mg}(\text{Na})}$ | — | — | — |
| Южно-Таджикский | Самый верх | Терригенные (N—Q); карбонатно-терригенные, с гипсами и каменной солью (P, K, I) | 1,0 | $\frac{\text{HCO}_3-(\text{SO}_4)}{\text{Ca}-\text{Na}(\text{Mg}-\text{Na})}$ | — | — | — |

Таблица 18 (продолжение)

| Артезианский бассейн | Занимаемая часть верхнего гидродинамического этажа | Фашии | Минерализация (максимальная), г/л | Усредненная формула в различных интервалах минерализации, г/л | | | |
|-------------------------|--|---|-----------------------------------|--|--|---|---|
| | | | | < 1,0 | 1—2 (2,5) | 2 (2,5)—5,5 | > 5,5 |
| Московский | Самый верх | Терригенные (MZ, KZ) карбонатно-терригенные, загипсованные и засоленные (PZ) | 1,0 | $\frac{\text{HCO}_3-\text{SO}_4}{\text{Ca}-(\text{Na})}$ | — | — | — |
| Ленинградский | Примерно равная с водами сульфатного типа | Карбонатно-терригенные, местами загипсованные (O, D, C) Терригенные (PR ₃ —E) | 1,0 | $\frac{\text{HCO}_3-\text{Cl}(\text{Cl}-\text{HCO}_3)}{\text{Na}-\text{Ca}}$ | — | — | — |
| Молдавский | Основная | Терригенно-карбонатные (P, N); карбонатно-терригенные (MZ, PZ) | 6,0 (до 10) | $\frac{\text{HCO}_3-\text{SO}_4}{\text{Na}}$ | $\frac{\text{HCO}_3-\text{SO}_4}{\text{Na}}$ | $\frac{\text{HCO}_3-\text{Cl}}{\text{Na}}$ | $\frac{\text{Cl}-\text{HCO}_3}{\text{Na}}$ |
| Восточно-Предкавказский | Значительная, низы верхнего этажа | Терригенные (N, P); терригенно-карбонатные (MZ) | 6—7,0 | $\frac{\text{HCO}_3-\text{SO}_4}{\text{Na}-\text{Ca}}$ | $\frac{\text{HCO}_3-\text{Cl}}{\text{Na}-(\text{Ca})}$ $\frac{\text{SO}_4-\text{HCO}_3}{\text{Na}}$ | $\frac{\text{Cl}-\text{HCO}_3}{\text{Na}}$ | $\frac{\text{Cl}-\text{HCO}_3}{\text{Na}}$ |
| Западно-Сибирский | Основная | Терригенные (MZ, KZ) | 3,0 и более | $\frac{\text{HCO}_3-(\text{Cl})}{\text{Na}-\text{Ca}}$ | $\frac{\text{HCO}_3-(\text{Cl})}{\text{Na}-\text{Ca}}$ | $\frac{\text{Cl}-\text{HCO}_3(\text{SO}_4)}{\text{Na}-(\text{Ca})}$ | — |
| Сахалинские | Основная | Терригенные (KZ) | 3—5 и более | $\frac{\text{HCl}-\text{Cl}}{\text{Na}-(\text{Ca})}$ | $\frac{\text{HCO}_3-\text{Cl}}{\text{Na}-(\text{Ca})}$ | $\frac{\text{Cl}-\text{HCO}_3}{\text{Na}}$ | $\frac{\text{Cl}-\text{HCO}_3}{\text{Na}}$ |
| Северо-Каспийский | Самый верх, сугубо локально | Терригенно-карбонатные (MZ, KZ); хемогенно-терригенно-карбонатные (PZ) | 5—6,0 | $\frac{\text{HCO}_3-\text{Cl}}{\text{Na}}$ | $\frac{\text{HCO}_3-\text{Cl}}{\text{Na}}$ | $\frac{\text{Cl}-\text{HCO}_3(\text{SO}_4)}{\text{Na}}$ | $\frac{\text{Cl}-\text{HCO}_3(\text{SO}_4)}{\text{Na}}$ |

Таблица 18 (окончание)

| Артезианский бассейн | Занимаемая часть верхнего гидродинамического этажа | Фации | Минерализация, (максимальная), г/л | Усредненная формула в различных интервалах минерализации, г/л | | | |
|----------------------|--|---|------------------------------------|--|--|--|---|
| | | | | < 1,0 | 1-2 (2,5) | 2 (2,5)-5,5 | > 5,5 |
| Днепро-Донецкий | Основная | Терригенные (<i>MZ, KZ</i>); галогенно-терригенно-карбонатные (<i>PZ</i>) | 6,5 | $\frac{\text{HCO}_3-(\text{Cl})}{\text{Na}-\text{Ca}}$ | $\frac{\text{Cl}-\text{HCO}_3}{\text{Na}}$ | $\frac{\text{Cl}-\text{HCO}_3}{\text{Na}}$ | $\frac{\text{Cl}-\text{HCO}_3}{\text{Na}}$ |
| Причерноморский | Примерно равная с водами сульфатного типа, низ этажа | Терригенно-карбонатные (<i>P, N</i>); карбонатные (<i>K_2</i>) | 6-7,0 | $\frac{\text{HCO}_3-\text{Cl}}{\text{Na}-(\text{Mg})}$ | $\frac{\text{Cl}-\text{HCO}_3}{\text{Na}}$ | $\frac{\text{Cl}-\text{HCO}_3}{\text{Na}}$ | $\frac{\text{Cl}-\text{HCO}_3(\text{SO}_4)}{\text{Na}}$ |
| Азово-Кубанский | Примерно равная с водами сульфатного типа | Терригенно-карбонатные (<i>MZ, KZ</i>) | 5,0 | $\frac{\text{HCO}_3-\text{Cl}}{\text{Na}-(\text{Ca})}$ | $\frac{\text{Cl}-\text{HCO}_3}{\text{Na}}$ | $\frac{\text{Cl}-\text{HCO}_3}{\text{Na}}$ | — |
| Ангаро-Ленский | Самый верх, сугубо локально | Терригенные, локально распространенные (<i>J</i>); хемогенно-карбонатно-терригенные (<i>PZ</i>) | 3-5 | $\frac{\text{HCO}_3-(\text{Cl})}{\text{Na}-\text{Ca}}$ | $\frac{\text{Cl}-(\text{HCO}_3)}{\text{Na}-(\text{Ca})}$ | $\frac{\text{Cl}-(\text{HCO}_3)}{\text{Na}-(\text{Ca})}$ | — |
| Волыно-Подольский | Самый верх | Карбонатно-терригенные, местами загипсованные (<i>N, K_2</i>); терригенно-карбонатные; гипсы, ангидриты (<i>PZ</i>) | 5,0 (до 10) | $\frac{\text{HCO}_3-\text{SO}_4(\text{Cl})}{\text{Ca}(\text{Na})-\text{Mg}}$ | $\frac{\text{Cl}-\text{HCO}_3}{\text{Na}-(\text{Ca})}$ | $\frac{\text{Cl}-\text{HCO}_3}{\text{Na}-(\text{Ca})}$ | $\frac{\text{Cl}-\text{HCO}_3}{\text{Na}}$ |

Поскольку ионно-солевой комплекс пород в них не изучался и данных об адсорбированных катионах нет, можно опираться лишь на косвенные показатели. К числу таковых относятся литологический состав пород и их возраст. Воды карбонатного типа наиболее развиты в тех бассейнах, в которых в верхнем гидродинамическом этаже большую роль играют терригенные накопления (а среди них — глины), преимущественно молодые по возрасту, относящиеся к кайнозою (Западно-Сибирский бассейн, Днепровско-Донецкий и др.). По-видимому, глины в пределах этих бассейнов богаты адсорбированным натрием, поскольку ионно-солевой комплекс их еще не разрушен и сохранил черты, присущие морским бассейнам седиментации.

Таким образом, можно полагать, что основным процессом содообразования неуглекислых вод карбонатного типа повсеместно служит растворение карбонатной составляющей осадочных пород (контролирующееся «фоновым» содержанием CO_2 в водах) с последующей десорбцией натрия из поглощающего комплекса глинистых отложений. Десорбция, очевидно, осуществляется при диффузионном выщелачивании глин.

Рассмотрение усредненных составов вод карбонатного типа показывает, что среди них весьма четко выделяется две разновидности: 1) воды, обогащенные сульфатами, т. е. $\text{HCO}_3\text{—SO}_4$ по преобладающим анионам; 2) воды, обогащенные хлоридами, т. е. $\text{HCO}_3\text{—Cl}$ и Cl—HCO_3 . По этому признаку все бассейны делятся на три группы:

I группа — бассейны, в которых присутствуют воды только разновидности $\text{HCO}_3\text{—SO}_4$ с минерализацией < 1 г/л, приурочены они к самым верхушкам верхнего гидродинамического этажа, т. е. это наиболее подвижные, динамичные воды. Развиты в Волго-Камском, Южно-Таджикском и Московском бассейнах, для которых характерно наличие в верхнем этаже не только терригенных, но и карбонатных накоплений, нередко загипсованных. В этих бассейнах основную часть этажа занимают воды сульфатного типа и только на самом верху, в зоне весьма активного водообмена, где водовмещающие породы уже практически «промыты» от сульфатов (или содержат их очень мало), а глины еще не полностью утратили адсорбированный натрий, и формируются пресные воды «сульфатной» разновидности карбонатного типа. Главным катионом в большинстве случаев является кальций; натрий же обычно стоит на втором месте.

II группа — это бассейны, в пределах которых воды карбонатного типа представлены двумя разновидностями — «сульфатной» и «хлоридной», минерализация их составляет до 6—7 г/л (редко до 10 г/л), занимают они или основную часть верхнего гидродинамического этажа (Молдавский бассейн) или играют в этом этаже примерно равную роль с водами сульфатного типа (Ленинградский и Восточно-Предкавказский бассейны). Во всех бассейнах водовмещающими служат карбонатно-терригенные на-

копления. Причина «двоякого» облика вод карбонатного типа Молдавского бассейна подробно разобрана раньше, при рассмотрении генезиса химического состава подземных вод Молдавии. Еще раз подчеркнем, что воды с минерализацией 1—2,5—3,0 г/л, формирующиеся в зоне замедленного водообмена, имеют здесь состав $\text{HCO}_3\text{—SO}_4\text{—Na}$ (вместо состава $\text{SO}_4\text{—HCO}_3\text{—Na}$ и сульфатного типа) вследствие метаморфизации — широкого развития процессов сульфатредукции в данном бассейне. «Хлоридный» облик воды приобретают только при минерализации, превышающей 2,5—3 г/л, когда большую роль играют хлоридно-натриевые поровые растворы глин, а в ряде случаев определяющими оказываются процессы смешения вод карбонатного и хлоридно-кальциевого типов.

Очень трудно что-либо конкретное высказать о причинах «двоякого» облика вод карбонатного типа в Восточно-Предкавказском бассейне, ввиду его слабой изученности. В Ленинградском бассейне — картина более или менее ясная: «сульфатная» разновидность вод карбонатного типа в этом бассейне связана с карбонатными породами, «хлоридная» — с терригенными. Вследствие того что обе разновидности принадлежат к пресным водам и приурочены главным образом к зоне активного водообмена, в пределах которой трудно ожидать хорошей сохранности ионно-солевого комплекса глин (т. е. преобладания в них катиона натрия в адсорбированном состоянии и хлорида натрия в поровых растворах), можно предполагать, что «хлоридный» облик вод в значительной мере — есть результат смешения вод карбонатного и хлоридно-кальциевого типов. Последние (см. гл. II) довольно широко известны в верхнем гидродинамическом этаже Ленинградского бассейна.

III группа — это артезианские бассейны, в пределах которых развита только одна разновидность вод карбонатного типа — «хлоридная» (составы $\text{HCO}_3\text{—Cl}$ и Cl—HCO_3), минерализация вод в них достигает 6—7 г/л (и до 10 г/л); они занимают или весь верхний гидродинамический этаж (Западно-Сибирский, Сахалинские и Днепровско-Донецкий бассейны), или играют примерно равную роль в этом этаже с водами сульфатного типа (Причерноморский и Азово-Кубанский бассейны), или развиты сугубо локально, будучи приуроченными к самой верхушке верхнего гидродинамического этажа (Северо-Каспийский, Ангаро-Ленский и Волыно-Подольский бассейны).

Среди рассмотренных нами гидрогеологических структур бассейны III группы оказываются самыми распространенными, вследствие чего можно, по-видимому, сделать вывод о том, что для неуглекислых вод карбонатного типа составы $\text{HCO}_3\text{—Cl—Na}$ или $\text{Cl—HCO}_3\text{—Na}$ наиболее характерны. В таких бассейнах как Сахалинские и Западно-Сибирский, в строении которых участвуют лишь молодые терригенные накопления и практически нет ни карбонатных, ни хемогенных пород, воды «хлоридной»

разновидности занимают весь верхний этаж; в прочих бассейнах, где есть еще и породы другого состава (кроме терригенных), воды «хлоридного» облика также всегда связаны только с терригенными толщами. Совершенно очевидно, что связь эта — генетическая, свидетельствующая о том, что основной процесс содообразования — растворение карбонатов и десорбция натрия из глин — в терригенных образованиях всегда идет параллельно с извлечением хлорида натрия из поровых растворов глин. Поскольку воды приурочены, как правило, к молодым терригенным породам, то весьма вероятным представляется слабая разрушенность ионно-солевого комплекса глин, т. е. преобладание в их поровых растворах хлорида натрия, а в адсорбированном состоянии — катиона натрия. Нельзя, однако, не учитывать и процессы смешения вод карбонатного и хлоридного типов. Ведь практически во всех бассейнах нижний этаж занят хлоридно-кальциевыми рассолами, вертикальная разгрузка которых происходит на ряде участков — или через зоны тектонических нарушений, или в местах недостаточно надежных водоупоров и пр. Смешение всегда приводит к обогащению вод карбонатного типа хлоридом натрия, поскольку Ca^{2+} и Mg^{2+} хлоридных вод уходят при этом из раствора, образуя плохо растворимые карбонаты.

Углекислые воды карбонатного типа

Весьма большой интерес вызывают углекислые воды карбонатного типа. Среди рассмотренных нами структур они известны на Сахалине, в пределах Западно-Сибирского бассейна, Керченско-Таманской системы малых артезианских бассейнов и, предположительно, в Азово-Кубанском бассейне. В Молдавском бассейне такие воды отсутствуют, вследствие чего в нашем распоряжении нет детальных данных, которые позволяли бы с той или иной степенью уверенности судить об их генезисе. Однако ряд соображений по этой проблеме высказать можно.

Обращают внимание следующие факты:

а) минерализация углекислых вод карбонатного типа всегда повышенная и достигает в Керченско-Таманском районе 32 г/л, в Западно-Сибирском — 44 г/л и на Сахалине — 57,8 г/л;

б) по химическому составу воды относятся только к разновидности вод, обогащенных хлорид-ионом, т. е. они $\text{HCO}_3\text{—Cl—Na}$ или $\text{Cl—HCO}_3\text{—Na}$, причем обычно с ростом минерализации хлорид-ион выходит на первое место; лишь на Сахалине, на площади нефтяного месторождения Тунгор, вскрыты воды уникального состава — вплоть до минерализации 58,7 г/л в них резко преобладает гидрокарбонат-ион;

в) содержание натрия в углекислых водах карбонатного типа приближается к 100 экв.%, что при высокой минерализации вод соответствует концентрации натрия примерно 20—25 г/л; рассолы карбонатного типа на Сахалине содержат до 90 экв.% соды;

г) как правило, углекислые воды карбонатного типа связаны с нижним гидродинамическим этажом артезианских бассейнов и сопровождают нефтяные месторождения, грязевые вулканы или приурочены к зонам разломов;

д) характерно чрезвычайно высокое содержание растворенной углекислоты, достигающее, например, на Сахалине 4,7 г/л;

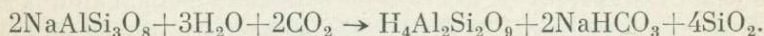
е) углекислые воды карбонатного типа развиты главным образом в терригенных отложениях, хотя в отдельных случаях (например, в Керченско-Таманской системе малых артезианских бассейнов) они приурочены к карбонатно-терригенным породам;

ж) районам развития углекислых вод карбонатного типа свойственны инверсионные гидрохимические разрезы — минерализация или падает с глубиной (Керченско-Таманские бассейны, площадь Тунгор на Сахалине), или воды различной минерализации, то пониженной, то повышенной, чередуются (Западно-Сибирская область).

Все перечисленные факты дают возможность высказать некоторые предположения.

В отличие от неуглекислых вод карбонатного типа, для которых главным при содообразовании является сопряженный процесс — растворение карбонатов и десорбция натрия, для рассматриваемых вод этот процесс не может служить основным, так как получить концентрацию натрия, равную 20—25 г/л, из поглощающего комплекса глин практически невозможно. Ведь даже мошториллонитовые глины, емкость поглощения которых достигает самых высоких величин (180—200 мг-экв 100 г породы) не способны содержать в адсорбированном состоянии катиона натрия более 4,5 г (что при соотношении порода—вода 1 : 5 соответствует 9 г/л Na). Именно по этой причине, по-видимому, И. Н. Тугуши и не получил в эксперименте углекислые воды карбонатного типа с минерализацией выше 15 г/л, да и то в этих водах (искусственных растворах) на долю соды приходилось всего 40 экв.%; остальной натрий оказался связанным с хлорид-ионами.

Очевидно, главный процесс содообразования углекислых вод карбонатного типа — это углекислотное разрушение полевошпатовых компонентов горных пород, осуществляющееся по схеме:



Интенсивность этой реакции (т. е. количество образующейся соды, могущее быть очень высоким) связана прямой зависимостью с содержанием углекислого газа, огромные массы которого накапливаются главным образом в результате метаморфических и магматических процессов. Необходимые для содообразования полевошпатовые минералы черпаются из самых различных пород (в том числе и из терригенных), вследствие того, что минералы эти очень широко распространены в земной коре (по данным А. Е. Ферсмана, их присутствует около 55% по весу).

Процесс содообразования по такой схеме, по-видимому, возможен как в бассейнах седиментации (если в них по тем или иным причинам наблюдается поступление больших порций CO_2), так и в уже сформировавшихся гидрогеологических структурах, куда по глубинным разломам и тектоническим нарушениям происходит внедрение углекислого газа. Смешение с водами седиментационного генезиса хлоридно-кальциевого типа или же (при соответствующих условиях) поступление хлорида натрия из поровых растворов, приводит к образованию подземных вод карбонатного типа высокой минерализации (вплоть до слабых рассолов), имеющих состав $\text{HCO}_3\text{—Cl—Na}$ или $\text{Cl—HCO}_3\text{—Na}$. Если хлоридно-кальциевые воды отсутствуют или подмешивающаяся их доля мала, то, по-видимому, воды карбонатного типа во всех интервалах минерализации сохраняют состав $\text{HCO}_3\text{—Cl—Na}$ или даже $\text{HCO}_3\text{—(Cl)—Na}$, как это, например, наблюдается на Сахалине.

Очень интересен вопрос о причинах возникновения инверсионных разрезов углекислых вод карбонатного типа. В малых артезианских бассейнах Керченско-Таманской области И. А. Лагунова (1973, с. 15) предположительно связывает инверсию с «разбавлением пластовых вод седиментационного генезиса глубинными (возрожденными или, возможно, магматическими) водами». Явление инверсии на Сахалине пока в опубликованной литературе никакого объяснения не находит.

Своеобразная инверсия, установленная в Западно-Сибирском регионе, полагается результатом (в порядке обсуждения) влияния на понижение минерализации пластовых вод нефтяных месторождений так называемых «конденсационных» вод (Лагунова, Яковлев, 1977). «Конденсационные» воды образуются путем растворения пластовых вод в нефти (при этом происходит снижение минерализации их и изменение состава) и последующего переноса в миграционном потоке, в результате чего они могут оказаться в иных термодинамических условиях и вновь обособиться от нефти в свободную фазу, а следовательно, дать начало пластовым водам пониженной минерализации. Как полагают цитируемые авторы, факторами, благоприятствующими описанному процессу, служат интенсивные неотектонические движения восходящего типа (характерные для условий севера Западной Сибири), приводящие к созданию новых путей для перетекания флюидов.

Не отрицая возможности такого механизма формирования инверсионных гидрохимических разрезов в нижнем гидродинамическом этаже, обратим внимание на то, что инверсия может быть также еще и результатом смешения подземных вод карбонатного типа с хлоридно-кальциевыми водами. Ведь при смешении из раствора в твердую фазу уходят карбонаты кальция и магния, что неизбежно приводит к уменьшению минерализации воды и изменению ее состава. Поскольку смешение возможно

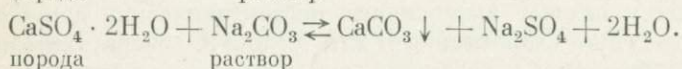
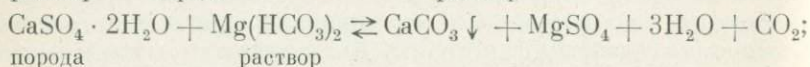
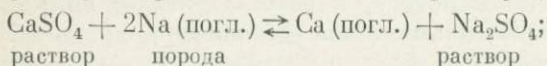
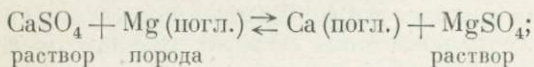
в разных пропорциях и на различных глубинах (что зависит от многих причин, в том числе и от количества CO_2 , дающего начало воде карбонатного типа), то, естественно, может возникнуть «хаотическое изменение минерализации пластовых вод по разрезу и . . . пестрый состав вод», который отмечают И. А. Лагунова и О. Н. Яковлев (1977, с. 52), характеризуя гидрохимический разрез северных районов Западно-Сибирского региона.

ВОДЫ СУЛЬФАТНОГО ТИПА

К сульфатному типу, по классификации Курнакова-Валяшко, относятся воды двух подтипов: сульфатно-натриевого и хлоридно-магниевого. Первый характеризуется системой: $\text{NaCl}-\text{MgSO}_4-\text{Na}_2\text{SO}_4-\text{H}_2\text{O}$; второй — $\text{NaCl}-\text{MgSO}_4-\text{MgCl}_2-\text{H}_2\text{O}$.

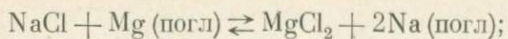
Наиболее распространен среди подземных вод сульфатно-натриевый подтип. Формирование его происходит при наличии в породах гипса (или ангидрита) как первичного, так и вторичного происхождения. Первичный гипс характерен для осадочных пород, образовавшихся в морях повышенной солености. Вторичный гипс известен в породах осадочного, магматического и метаморфического происхождения и возникает при окислении: сульфидных минералов, рассеянных в горных породах (или образующих месторождения); сероводорода и других соединений серы, выделяющихся при вулканических извержениях; органических веществ растительного и животного происхождения, содержащих в своем составе серу.

Появление в растворе сульфатов натрия и магния — специфических компонентов сульфатно-натриевого подтипа — возможно в процессе следующих реакций:

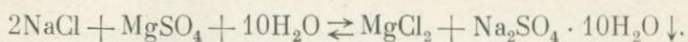


Все приведенные реакции легко идут слева направо: первые две — вследствие высокой энергии поглощения ионов Ca^{2+} , которые вытесняют адсорбированные породами катионы Mg^{2+} и Na^+ ; вторые две — из-за возникновения мало растворимого карбоната кальция, который выпадает в осадок.

К хлоридно-магниевого подтипу принадлежат воды Мирового океана, а среди подземных вод он распространен сравнительно мало. Образование хлорида магния в водах возможно по схемам:



раствор порода раствор



раствор раствор раствор

Обе реакции идут слева направо лишь при особых условиях. Первая реакция требует высокого содержания натрия в растворе, из-за того что энергия поглощения натрия значительно ниже, чем для магния и он может вытеснить последний из поглощенного состояния только находясь в растворе в повышенной концентрации. Вторая реакция возможна лишь в случае достижения сульфатом натрия степени насыщения, в результате чего эта соль уходит в твердую фазу и реакция сдвигается вправо. Воды хлоридно-магниевого подтипа известны среди грунтовых вод в аридных областях, иногда залегают в виде линз в соленосных отложениях и т. д.

Необходимо иметь в виду, что воды сульфатного типа (сульфатно-натриевого подтипа) в ряде случаев приурочены к накоплениям (известнякам, доломитам), не содержащим в своем составе гипс (ни первичного, ни вторичного происхождения). По-видимому, сульфаты присутствуют в таких породах в качестве изоморфных примесей в решетках карбонатных минералов.

Обзору сульфатных вод посвящена монография Е. В. Посохова (1972). В ней рассматриваются вопросы происхождения сульфатов в атмосферных осадках, речных, озерных и подземных водах; особенно подробно охарактеризованы термальные и шахтные воды. За основу при выделении типа вод Е. В. Посоховым использована классификация О. А. Алекина, в соответствии с которой (в отличие от классификации Курнакова-Валяшко) к сульфатному типу отнесены только воды сульфатно-натриевого подтипа.

В Молдавском артезианском бассейне воды сульфатного типа (сульфатно-натриевого подтипа) распространены не широко. Они известны лишь в отложениях неогена — сарматских, меотических и понтических и приурочены к самой верхней части верхнего гидродинамического этажа, т. е. находятся в зоне активного водообмена, в сфере интенсивного дренирующего воздействия таких рек, как Днестр, Реут и др. Величина минерализации их колеблется от 0,3 до 3 г/л (Козлова, Саргсянц и др., 1973).

По данным табл. 19 видно, что по анионному составу воды сульфатного типа практически одинаковы во всех отложениях. Составы их HCO_3 — SO_4 и SO_4 — HCO_3 сменяются вслед за возрастанием минерализации воды. Количество хлорид-иона в водах низкое и достигает 20 экв. % в отдельных случаях (лишь в сарматском водоносном комплексе). По составу главных катионов воды различаются: в понтическом, меотическом и верхнесарматском комплексах они наряду с преобладающим натрием обога-

Таблица 19

Характеристика вод сульфатного типа Молдавского бассейна

| Водоносные горизонты | Минерализация вод, г/л | Усредненная формула в различных интервалах минерализации, г/л | | |
|----------------------|------------------------|---|-----------------------------------|---------------------------------|
| | | <1 | 1-1,5 | 1,5-3 |
| N_{2p} | 0,5-2,9 | $\frac{HCO_3-SO_4}{Na-Ca-Mg}$ | $\frac{SO_4-HCO_3}{Na-Ca-Mg}$ | $\frac{SO_4-HCO_3}{Na-Mg-(Ca)}$ |
| N_{1m} | 0,5-2,0 | $\frac{HCO_3-SO_4}{Ca-Na-(Mg)}$ | $\frac{SO_4-HCO_3}{Na-Ca-(Mg)}$ | — |
| N_{1s_3} | 1-3,0 | — | $\frac{SO_4-HCO_3}{Na-(Ca)-(Mg)}$ | — |
| N_{1s_2} | 0,6-3,0 | $\frac{HCO_3-SO_4}{Mg-Na-(Ca)}$ | — | $\frac{SO_4-HCO_3}{Na-Mg-(Ca)}$ |
| N_{1s_1} | 0,8-3,0 | $\frac{HCO_3-SO_4}{Mg-Na-Ca}$ | — | $\frac{SO_4-HCO_3}{Na-Mg-Ca}$ |

щены кальцием, тогда как в средне- и нижнесарматском комплексах большая роль принадлежит магнию.

Сравнение в равных интервалах минерализации усредненных формул вод сульфатного типа (см. табл. 19) с водами карбонатного типа (см. табл. 17) по всему Молдавскому бассейну свидетельствует о следующем.

1. По преобладающим анионам и те и другие идентичны, поскольку пресные и солоноватые воды характеризуются гидрокарбонатно-сульфатным или сульфатно-гидрокарбонатным составом. Различие наблюдается лишь в некоторых водоносных комплексах. Так, например, в нижнесарматском комплексе воды карбонатного типа при минерализации 1-3 г/л — это воды HCO_3-SO_4 , тогда как в том же комплексе воды сульфатного типа (при той же сумме растворенных солей) принадлежит к водам SO_4-HCO_3 .

2. Существенно различаются воды сульфатного и карбонатного типов по составу главных катионов: а) в понтическом, меотическом и верхнесарматском комплексах в водах карбонатного типа резко преобладает натрий, тогда как в сульфатных водах наряду с натрием значительная роль принадлежит кальцию; б) в средне- и нижнесарматском комплексах пресные воды карбонатного типа имеют состав $Na-Mg$, солоноватые — Na , в то время как пресные воды сульфатного типа — это воды $Mg-Na$, а солоноватые — $Na-Mg$.

3. Следовательно, для пресных и солоноватых вод Молдавского бассейна принадлежность к карбонатному или сульфатному типам определилась преимущественно различием в катионном составе вод и только в отдельных случаях — разницей в составе главных анионов.

4. Наиболее существенно воды сульфатного и карбонатного типов отличаются величиной минерализации — первые содержат не выше 3 г/л растворенных солей, тогда как минерализация вторых достигает 6—7 и до 10 г/л.

И сульфатные воды, и воды карбонатного типа формируются в Молдавском бассейне в карбонатно-терригенных породах в условиях верхнего гидродинамического этажа. Наши экспериментальные работы (анализ водных вытяжек и отжимов) свидетельствуют о наличии в ряде случаев сульфатных солей в твердой фазе (возможно, это вторичный гипс, образовавшийся в результате окисления пирита, рассеянного в породах); кроме того, не исключено присутствие сульфатов в качестве изоморфных примесей в карбонатных минералах.

Главный процесс при формировании вод сульфатного и карбонатного типов (с минерализацией до 3 г/л) — это растворение карбонатов (контролирующееся содержанием «фонового» количества CO_2) и сульфатных солей с последующей десорбцией натрия из поглощающего комплекса пород.

Когда этот процесс осуществляется в зоне наиболее активного водообмена, где ионно-солевой комплекс пород уже интенсивно разрушен, т. е. в составе адсорбированных катионов содержится сравнительно мало натрия, а преобладают катионы щелочно-земельных элементов (см. табл. 2, из которой видно, что для пород понта, меотиса и верхнего сармата характерен кальций, а для средне- и нижнесарматских отложений — магний), то образуются воды сульфатного типа. При возрастании их минерализации происходит закономерная смена анионного состава по схеме $\text{HCO}_3-\text{SO}_4 \rightarrow \text{SO}_4-\text{HCO}_3$ вследствие того, что процессы сульфатредукции, которые бы могли нарушить данную закономерность, в зоне активного водообмена практически осуществляться не могут из-за отсутствия в этой зоне благоприятных условий для жизнедеятельности микроорганизмов-десульфатизаторов.

Когда же процесс взаимодействия порода (терригенно-карбонатная)—вода (с содержащимся в ней CO_2) осуществляется в условиях все ухудшающегося водообмена (вплоть до замедленного), где ионно-солевой комплекс еще не разрушен и богат адсорбированным натрием, а щелочноземельные элементы в нем играют подчиненную роль, то формируются воды карбонатного типа, но по анионному составу они аналогичны водам сульфатного типа, так как и те, и другие возникают за счет выщелачивания одних и тех же пород. Вследствие того, что в зоне замедленного водообмена возможно течение весьма активных процессов микробиологической сульфатредукции, в ряде случаев в карбонатных водах нарушается закономерная смена гидрокарбонатного иона сульфатным с ростом минерализации воды, и состав HCO_3-SO_4 оказывается характерным и для солоноватых вод (чего не наблюдается в водах сульфатного типа).

Таким образом, на примере Молдавского артезианского бассейна отчетливо видно, что в карбонатно-терригенных отложениях, незагипсованных и незасоленных, характеризующихся высоким патриевым резервом (присущим глинистым накоплениям), преобл дающим типом вод в условиях верхнего гидродинамического этажа должен быть не сульфатный тип, который развивается локально только при самой активной динамике, а воды карбонатного типа, которые, как правило, имеют «сульфатный» облик по составу преобладающих анионов.

Весьма широко известны воды сульфатного типа в *других артезианских бассейнах платформ и межгорных впадин территории СССР.*

По данным табл. 20 видно, что основную часть верхнего гидродинамического этажа воды сульфатного типа занимают в пределах очень многих структур: Московском, Вольно-Подольском, Волго-Камском, Ангаро-Ленском, Амударьинском, Северо-Каспийском, Южно-Таджикском и Ферганском артезианских бассейнах. В бассейнах Восточно-Предкавказском, Азово-Кубанском, Ленинградском и Причерноморском они играют примерно равную роль с водами карбонатного типа. В Молдавском, Днепровско-Донецком и Западно-Сибирском бассейнах они развиты локально и только в артезианских бассейнах Сахалина их практически нет совсем.

Величина минерализации вод сульфатного типа колеблется в очень широких пределах — среди них известны пресные, солоноватые, соленые и рассольные воды (вплоть до очень крепких рассолов), что объясняется приуроченностью их или к нормально морским, или к загипсованным и засоленным отложениям.

С учетом состава вод сульфатного типа рассмотренные нами артезианские бассейны можно разделить на несколько групп.

I группа — это бассейны, в которых по мере роста минерализации воды анионный состав изменяется по схеме: HCO_3-SO_4 , SO_4-HCO_3 , SO_4-Cl ; $\text{Cl}-\text{SO}_4$, Cl , причем сульфат-ион сменяет гидрокарбонат-ион при минерализации 1 г/л (иногда — 0,5 г/л), а хлорид-ион становится первым главным преобладающим анионом лишь при минерализации около 10 г/л (реже 6—7 г/л). Главные катионы образуют следующий ряд: $\text{Ca}-\text{Mg}$ ($\text{Mg}-\text{Ca}$); $\text{Ca}-\text{Na}$ (Mg); $\text{Na}-\text{Ca}$ (иногда $\text{Na}-\text{Ca}-\text{Mg}$); в этом ряду натрий выходит на первое место только при минерализации около 3 г/л.

Величина минерализации вод рассматриваемой группы бассейнов достигает 340 г/л (когда в разрезе пород верхнего гидродинамического этажа есть соленосные накопления), чаще не превышает 10—20 г/л. Во всех бассейнах этой группы в строении осадочного чехла большая роль принадлежит карбонатно-терригенным загипсованным толщам пород, и воды сульфатного типа занимают в них практически весь верхний гидродинамический этаж (бассейны Московский, Вольно-Подольский, Волго-Камский, Ангаро-Ленский и др.). Исключение представляет Ленинградский

Таблица 20

Характеристика вод сульфатного типа различных артезианских бассейнов

| Артезианские бассейны | Занимаемая часть верхнего гидродинамического этажа | Фации и возраст пород | Минерализация (максимальная), г/л | Усредненная формула в различных интервалах минерализации, г/л | | | |
|-----------------------|--|---|-----------------------------------|--|---|--|---|
| | | | | < 1,0 (0,5) | 1 (1,5)–3 | 3–10 (5–7) | > 10 (5–7) |
| Ленинградский | Примерно равная с водами карбонатного типа | Карбонатно-терригенные, местами загипсованные (<i>O-D-C</i>); терригенные <i>PR₃-C</i> | 5–6 | $\frac{\text{HCO}_3-\text{SO}_4}{\text{Mg}(\text{Ca})-\text{Ca}(\text{Mg})}$ | $\frac{\text{SO}_4-\text{HCO}_3}{\text{Ca}-(\text{Na})}$ | $\frac{\text{SO}_4-\text{Cl}}{\text{Na}-\text{Ca}}$ | $\frac{\text{Cl}-\text{SO}_4}{\text{Na}}$ |
| Московский | Основная | Терригенные (<i>MZ, KZ</i>); карбонатно-терригенные загипсованные и засоленные (<i>PZ</i>) | 20 | $\frac{\text{HCO}_3-\text{SO}_4}{\text{Ca}}$ | $\frac{\text{SO}_4-\text{HCO}_3}{\text{Ca}-\text{Mg}}$ | $\frac{\text{SO}_4-\text{Cl}}{\text{Na}-\text{Ca}}$ | $\frac{\text{Cl}-\text{SO}_4}{\text{Na}}$ |
| Волыно-Подольский | Основная | Карбонатно-терригенные, местами загипсованы (<i>N, K₂</i>); терригенно-карбонатные; гипсы, ангидриты (<i>PZ</i>) | 10 | $\frac{\text{HCO}_3-\text{SO}_4}{\text{Ca}-\text{Mg}}$ | $\frac{\text{SO}_4-\text{HCO}_3}{\text{Ca}-\text{Na}}$ | $\frac{\text{SO}_4-(\text{Cl})}{\text{Na}-(\text{Ca})}$ | — |
| Волго-Камский | Основная | Терригенные, местами загипсованные (<i>P₂, T, J, N</i>); хемогенно-карбонатно-терригенные (<i>PZ</i>) | 20 | $\frac{\text{HCO}_3-(\text{SO}_4)}{\text{Ca}-\text{Mg}}$ | $\frac{\text{SO}_4-\text{HCO}_3}{\text{Ca}-\text{Na}(\text{Mg})}$ | $\frac{\text{SO}_4-\text{Cl}}{\text{Ca}-\text{Na}(\text{Na}-\text{Ca})}$ | $\frac{\text{Cl}-\text{SO}_4}{\text{Na}-(\text{Ca})}$ |
| Ангаро-Ленский | Основная | Терригенные, локально распространенные (<i>J</i>) | 100–150 | $\frac{\text{HCO}_3-\text{SO}_4}{\text{Ca}-\text{Mg}}$ | $\frac{\text{SO}_4-\text{HCO}_3}{\text{Ca}-\text{Na}}$ | $\frac{\text{SO}_4-\text{Cl}}{\text{Na}-\text{Ca}}$ | $\frac{\text{Cl}-(\text{SO}_4)}{\text{Na}-(\text{Ca})}$ |

Таблица 20 (продолжение)

| Артезианские бассейны | Занимаемая часть верхнего гидродинамического этажа | Фашии и возраст пород | Минерализация (максимальная), г/л | Усредненная формула в различных интервалах минерализации, г/л | | | |
|-------------------------|--|---|-----------------------------------|---|--|--|--|
| | | | | < 1,0 (0,5) | 1 (1,5)–3 | 3–10 (5–7) | > 10 (5–7) |
| Южно-Таджикский | Основная | Терригенные (N–Q) карбонатно-терригенные, с гипсами и каменной солью (P, K, J) | 340 | $\frac{\text{HCO}_3\text{--SO}_4}{\text{Ca--Mg--Na}}$ | $\frac{\text{SO}_4\text{--HCO}_3}{\text{Ca--Na--Mg}}$ | $\frac{\text{SO}_4\text{--Cl}}{\text{Na--Ca--Mg}}$ | $\frac{\text{Cl--(SO}_4)}{\text{Na--(Ca)}}$ $\frac{\text{Cl}}{\text{Na}}$ |
| Ферганский | Основная | Терригенные засоленные и загипсованные (N–Q); карбонатно-терригенные, загипсованные (P, MZ) | 325 | — | $\frac{\text{SO}_4\text{--HCO}_3}{\text{Ca--Na}}$ | $\frac{\text{SO}_4\text{--Cl}}{\text{Na--Ca}}$ | $\frac{\text{Cl--(SO}_4)}{\text{Na--(Ca)}}$ $\frac{\text{Cl}}{\text{Na}}$ |
| Молдавский | Самый верх, локальное развитие | Карбонатно-терригенные (P, N); карбонатно-терригенные, гипсы (MZ, PZ) | 3 | $\frac{\text{HCO}_3\text{--SO}_4}{\text{Mg--Ca--Na(Na--Mg--Ca)}}$ | $\frac{\text{SO}_4\text{--HCO}_3}{\text{Na--Mg--Ca}}$ | — | — |
| Восточно-Предкавказский | Верх, окраины бассейна | Терригенные (N, P); терригенно-карбонатные (MZ) | 5,0 | $\frac{\text{SO}_4\text{--HCO}_3}{\text{Ca--Mg--Na(Mg--Na--Ca)}}$ | $\frac{\text{SO}_4\text{--Cl}}{\text{Na--Ca}}$ | $\frac{\text{Cl--SO}_4}{\text{Na--(Mg)(Ca)}}$ | — |
| Амударьинский | Основная | Терригенно-карбонатные, местами засоленные и загипсованные (MZ, KZ); хемогенно-карбонатно-терригенные (J ₃) | 60–70 | $\frac{\text{HCO}_3\text{--SO}_4}{\text{Mg--Na}}$ | $\frac{\text{SO}_4\text{--Cl(Cl--SO}_4)}{\text{Na--Mg(Mg--Na)}}$ | $\frac{\text{Cl--SO}_4}{\text{Na--(Mg)(Ca)}}$ | $\frac{\text{Cl--(SO}_4)}{\text{Na--(Ca)}}$ |

Таблица 20 (окончание)

| Артезианские бассейны | Занимаемая часть верхнего гидродинамического этажа | Фашии и возраст пород | Минерализация (максимальная), г/л | Усредненная формула в различных интервалах минерализации, г/л | | | |
|-----------------------|--|--|-----------------------------------|--|---|---|---|
| | | | | < 1,0 (0,5) | 1 (1,5)–3 | 3–10 (5–7) | > 10 (5–7) |
| Азово-Кубанский | Примерно равная с водами карбонатного типа | Терригенно-карбонатные (MZ, KZ) | 5,0 | $\frac{\text{SO}_4\text{--HCO}_3}{\text{Ca--Mg--Na}}$ | $\frac{\text{Cl--SO}_4}{\text{Na--Mg--Ca}}$ | ? | — |
| Днепровско-Донецкий | Локальное развитие, краевые части бассейна | Терригенные (MZ, KZ); галогенно-терригенно-карбонатные (PZ) | 3,4 | $\frac{\text{HCO}_3\text{--SO}_4}{\text{Ca--Mg(Na)}}$ | $\frac{\text{SO}_4(\text{Cl})\text{--HCO}_3(\text{SO}_4)}{\text{Na--Ca}}$ | — | — |
| Северо-Каспийский | Основная | Терригенно-карбонатные (MZ, KZ); хемогенно-терригенно-карбонатные (PZ) | 20 | $\frac{\text{HCO}_3\text{--SO}_4(\text{Cl})}{\text{Ca(Mg)--Mg(Ca)}}$ | $\frac{\text{SO}_4(\text{Cl})\text{--HCO}_3(\text{Cl})}{\text{Na(Ca)--(Mg)}}$ | $\frac{\text{Cl--(SO}_4)}{\text{Na--(Mg)}}$ | $\frac{\text{Cl--(SO}_4)}{\text{Na--(Mg)}}$ |
| Причерноморский | Примерно равная с водами карбонатного типа | Терригенно-карбонатные (P, N); карбонатные (K ₂) | 15 | $\frac{\text{HCO}_3\text{--(SO}_4)\text{Cl}}{\text{Ca(Mg)--Na(Ca)}}$ | $\frac{\text{SO}_4\text{--Cl(Cl--SO}_4)}{\text{Na--Mg(Ca)}}$ | $\frac{\text{Cl--(SO}_4)}{\text{Na--(Mg)}}$ | $\frac{\text{Cl--(SO}_4)}{\text{Na--(Mg)}}$ |
| Западно-Сибирский | Подчиненная | Терригенные (MZ, KZ) | 6–7 | $\frac{\text{HCO}_3\text{--SO}_4\text{--Cl}}{\text{Na--Mg--Ca}}$ | $\frac{\text{Cl--SO}_4}{\text{Na--Mg}}$ | — | — |
| Сахалинский | — | Терригенные (KZ) | — | — | — | — | — |

бассейн, в котором воды сульфатного типа известны лишь на востоке и юго-востоке территории в связи с тем, что именно только там в разрезе карбонатных пород появляются гипсы.

Усредненные формулы показывают, что в бассейнах первой группы (с учетом только первого главного аниона и катиона) воды сульфатного типа являются:

до 1 г/л; $\text{HCO}_3\text{—Ca}$;

1—3 г/л; $\text{SO}_4\text{—Ca}$;

3—10 г/л; $\text{SO}_4\text{—Na}$;

>10 г/л; Cl—Na .

В ряде бассейнов рассматриваемой группы в водах сульфатного типа присутствует сероводород (в Вольно-Подольском, Волго-Камском, Ленинградском, Южно-Таджикском, Ферганском и др.). В отдельных случаях концентрация H_2S достигает огромных величин (например, в Южно-Таджикском бассейне — 2,3 г/л). Данные, имеющиеся в томе ХLI Гидрогеологии СССР (1972), свидетельствуют о широком развитии в зоне замедленного водообмена в водах сульфатного типа микроорганизмов-десульфатизаторов, результатом жизнедеятельности которых в присутствии больших скоплений органического вещества (нефтяные месторождения) и является сероводород.

Однако, как бы ни были интенсивны процессы сульфатредукции, воды не утрачивают своего сульфатного типа, а сульфат-ион оказывается первым главным анионом в составе этих вод, начиная от минерализации 1 г/л (иногда даже 0,5 г/л). По-видимому, это объясняется наличием больших количеств гипса в твердой фазе (т. е. в разрезе водовмещающих пород), а следовательно, и постоянно существующей возможностью перехода его из твердой фазы в раствор, в котором, таким образом, количество сульфатов все время пополняется.

II группа бассейнов характеризуется водами, в которых изменение анионного состава происходит по схеме: $\text{HCO}_3\text{—SO}_4(\text{Cl})$; $\text{SO}_4\text{—Cl}(\text{Cl—SO}_4)$; Cl—SO_4 ; Cl , причем хлорид-ион становится первым главным анионом уже при минерализации около 3 г/л, нередко — 1 г/л. Главные катионы образуют ряд: $\text{Mg}(\text{Ca})\text{—Na}$; $\text{Na—Ca}(\text{Mg})$; $\text{Na—}(\text{Mg})$; Na , в котором натрий выходит на первое место также при низкой минерализации воды, составляющей около 1 г/л. Величина минерализации вод бассейнов второй группы чаще составляет до 5 г/л, реже до 20 г/л и только в Амударьинском бассейне достигает 60—70 г/л (воды сульфатного типа такой минерализации имеют в этом бассейне хлоридно-магниевый подтип). В строении верхнего этажа бассейнов принимают участие терригенно-карбонатные породы, иногда — только терригенные, в отдельных бассейнах — загипсованные и засоленные. Практически весь верхний этаж воды сульфатного типа занимают лишь в Северо-Каспийском и Амударьинском бассейнах. В Азово-Кубанском, Восточно-Предкавказском и Причерномор-

ском бассейнах им принадлежит тоже сравнительно большая роль, но главным образом в верхней части верхнего гидродинамического этажа. В Днепровско-Донецком и Молдавском бассейнах сульфатные воды имеют локальное развитие, располагаясь в самой верхушке верхнего этажа.

Усредненные формулы химического состава воды показывают, что с учетом первых главных ионов воды сульфатного типа бассейнов второй группы являются:

до 1 г/л; $\text{HCO}_3\text{—Mg (Ca)}$;

1—3 г/л; $\text{SO}_4\text{—Na}$ или Cl—Na ;

>3 г/л; Cl—Na .

Сравнение с химическим составом сульфатных вод бассейнов первой группы свидетельствует о том, что они похожи только в области пресных вод; солоноватые и соленые воды довольно резко отличаются различной ролью (в равных интервалах минерализации) сульфатных и хлоридных солей в тех и других группах бассейнов; первые значительно богаче сульфатами, чем вторые.

В связи с тем, что в бассейнах второй группы воды сульфатного типа приурочены в большинстве бассейнов преимущественно к зоне активного водообмена, сероводород для них не характерен, поскольку процессы микробиологической сульфатредукции могут интенсивно развиваться лишь при замедленной динамике вод; в Амударьинском бассейне и, по-видимому, Северо-Прикаспийском сероводородные воды развиты ограничено.

В III группу можно выделить только один бассейн (из рассмотренных нами) — Западно-Сибирский. Изменение анионного состава вод сульфатного типа происходит в нем по схеме: $\text{HCO}_3\text{—SO}_4\text{—Cl}$; Cl—SO_4 . Катионы сменяются в такой последовательности: Na—Mg—Ca ; Na—Mg . Формулы показывают, что среди вод сульфатного типа Западно-Сибирского региона сульфатные воды по первому преобладающему аниону отсутствуют, а натрий в них занимает первое место уже в области пресных вод, т. е. при минерализации <1 г/л.

Количество растворенных солей в водах сульфатного типа Западной Сибири не превышает 6—7 г/л, они приурочены к терригенным незагипсованным и незасоленным отложениям и располагаются преимущественно в нижней части верхнего гидродинамического этажа. С учетом только первых главных ионов формулы этих вод следующие:

<1 г/л; $\text{HCO}_3\text{—Na}$;

>1 г/л; Cl—Na .

Как видно из приведенных формул, они еще резче (чем воды бассейнов второй группы) отличаются от вод сульфатного типа бассейнов первой группы — отсутствием среди анионов на первом месте иона SO_4^{2-} и сильно возросшей ролью хлора и натрия.

Несмотря на то, что воды сульфатного типа Западной Сибири тяготеют к зоне замедленного водообмена, сероводородных вод среди них не отмечено, что, по-видимому, объясняется малым содержанием в них сульфатных солей.

К IV группе относятся артезианские бассейны Сахалина, нацело сложенные терригенными незагипсованными и незасоленными породами, в которых воды сульфатного типа вообще отсутствуют, поскольку концентрация сульфатов характеризуется крайне низкими величинами.

Расположив бассейны в той последовательности, в которой мы их рассмотрели, и составив из них ряд с учетом преобладающих фаций горных пород, участвующих в строении осадочного чехла бассейнов (карбонатно-терригенные породы, загипсованные и засоленные; терригенно-карбонатные, нередко загипсованные и тоже засоленные; терригенные, незагипсованные и незасоленные), можно видеть, как постепенно воды сульфатного типа утрачивают сульфаты (до практически полного их исчезновения в Сахалинском регионе) и обогащаются хлоридом натрия (т. е. приближаются по составу к разновидности вод карбонатного типа, имеющей «хлоридный» облик).

Сопоставление характера изменения химического состава (по мере роста минерализации) подземных вод сульфатного типа бассейнов первой группы с обобщающими статистическими кривыми, построенными М. Г. Валяшко (1955) для сульфатных вод Земли в целом, показывает полную аналогию тех и других (вплоть до значений «узлов» минерализации, в которых происходит перестройка химического состава воды). Следовательно, подземные воды бассейнов первой группы по химическому составу принадлежат к наиболее характерным представителям вод сульфатного типа (сульфатно-натриевого подтипа); как видно по данным табл. 20, они развиты на территории СССР очень широко и занимают основную часть разреза верхнего гидродинамического этажа многих бассейнов.

В формировании химического состава вод сульфатного типа первой группы бассейнов, в разрезе которых присутствуют карбонатные породы, сульфатные и (в ряде случаев) хемогенные накопления, главный процесс — это растворение солей, которые сменяются по мере роста минерализации воды в полном соответствии с величиной своей растворимости. Поскольку среди водовмещающих пород преобладают карбонатные образования, кальций (и магний) сохраняются в этих водах на первом месте до сравнительно высокой минерализации — 3 г/л, лишь потом только уступая первое место натрию, который, по-видимому, десорбируется из поглощающего комплекса глинистых отложений. Благодаря тому, что сульфатных солей (т. е. гипса) в породах присутствует очень много, а Na_2SO_4 имеет хорошую растворимость, сульфат-ион сохраняется в растворе очень долго и только после 10 г/л уступает первое место хлорид-иону. В том случае, когда

воды сульфатного типа формируются за счет непосредственного взаимодействия с соляной залежью, они оказываются почти полностью насыщенными по хлористому натрию, а содержание Cl^- и Na^+ в них приближается к 100 экв. %.

Необходимо подчеркнуть, что в соответствии с данными, изложенными в томе ХLI Гидрогеологии СССР (1972), водные вытяжки из водовмещающих пород (Южно-Таджикский артезианский бассейн), к которым приурочены воды сульфатного типа бассейнов первой группы, представляют собой почти точную лабораторную гидрохимическую модель, отражающую составы этих вод в различных интервалах минерализации. Такое соответствие свидетельствует о полной идентичности процессов взаимодействия порода—вода в эксперименте и в природных условиях и говорит о том, что главное в них — это растворение минералов водовмещающих отложений.

Существенно иной облик вод сульфатного типа (обогащенность хлорид-ионами и натрием на сравнительно низких минерализациях) в бассейнах второй группы, в которых велика роль терригенных отложений (за счет сокращения и даже иногда полного отсутствия в разрезе карбонатных толщ), указывает на то, что процессы растворения водовмещающих пород утрачивают в них свое превалирующее значение. Главными (наряду с растворением) становятся реакции десорбции поглощенного натрия глинистых отложений и диффузия вещества из поровых растворов глин. Если в разрезе имеются молодые глинистые породы (пиритизированные или загипсованные), то воды обогащаются хлоридом натрия именно таким путем; минерализация вод при этом обычно не превышает 5 г/л. Если в разрезе (кроме гипса) в твердой фазе присутствует еще и NaCl , рассеянный в виде кристаллов в молодых отложениях некоторых артезианских бассейнов (например, в Амударьинском бассейне), то воды сульфатного типа также приобретают преимущественно хлоридно-натриевый состав, но характеризуются при этом гораздо более высокой минерализацией, чем в первом случае.

В бассейнах третьего и четвертого типов, нацело сложенных терригенными незагипсованными и незасоленными породами, вод сульфатного типа не должно было бы быть вообще (в Сахалинских бассейнах они и в действительности отсутствуют). Наличие их в Западно-Сибирском регионе скорее всего связано с незначительной пиритизацией глин, отмеченной на отдельных участках (а возможно — с разложением органических веществ, содержащих серу), что и привело к появлению в водах сульфат-иона; однако последний, как мы видели, во всех интервалах минерализации не выходит на первое место.

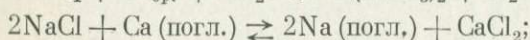
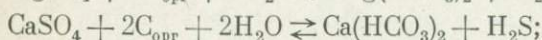
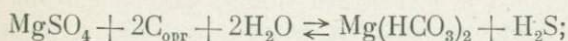
Воды хлоридного типа, по классификации Курнакова-Вальяшко, характеризуются системой $\text{NaCl}-\text{MgCl}_2-\text{H}_2\text{O}$ и в основном распространены в пределах нижнего гидродинамического этажа. В настоящее время по вопросу о генезисе этих вод среди исследователей нет единого мнения. Развиваются седиментационная и ювенильная гипотезы формирования хлоридных вод.

Воды хлоридного типа весьма существенно отличаются от вод Мирового океана поскольку по сравнению с ним обеднены магнием и сульфатами и богаты хлоридом кальция. Переход от морской воды к хлоридным водам требует обязательного наличия «промежуточного звена», так как ни сама морская вода, ни ее эвапорит любой концентрации не содержит хлоридов кальция.

Сторонники седиментационной гипотезы полагают таким звеном или процессы диагенетических преобразований, происходящих в системе порода (осадок)—вода в бассейнах седиментации, или предполагают существование древних «хлоридно-кальциевых» морей.

Исследователи, развивающие седиментационную гипотезу, большей частью опираются на представление о неизменности химического типа и состава воды Мирового океана, имевшего на протяжении всей геологической истории Земли воду сульфатного типа (хлоридно-магниевого подтипа), исключая самый ранний (допалеозойский) этап развития, когда вода океана была сильно кислой. Сущность диагенетических изменений захваченной в бассейнах седиментации морской воды полагают результатом следующих процессов.

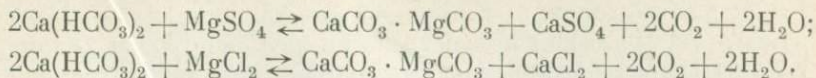
1. Удаления сульфатов из морской воды при сульфатредукции и сопряженных с нею реакций катионного обмена натрия морской воды на адсорбированные катионы кальция глинистых пород, поступающих в океан с поверхностным стоком. Реакции идут по схеме:



Необходимо учесть, однако, что расчеты, произведенные В. И. Лебедевым (1965), свидетельствуют о весьма небольшом масштабе реакции десорбции кальция, поскольку энергетически такая реакция невыгодна (вследствие низкой энергии поглощения натрия и магния).

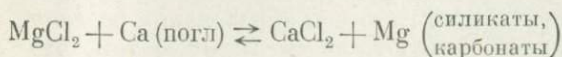
2. Много схем предложено различными авторами для объяснения причин возникновения хлорида кальция и «потери» маг-

ния при седиментагенезе. Среди них — реакции Гайдингера и Мариньяка, идущие по схеме:



Из приведенных схем видно, что морская вода сначала теряет сульфат магния (специфический компонент вод сульфатного типа), а затем — и хлорид магния, взамен которого образуется CaCl_2 .

Иной смысл в такой процесс вкладывает В. И. Лебедев, полагающий, что при диагенетическом изменении осадочного вещества вследствие перекристаллизации и новообразования карбонатов (доломитов) и силикатов в кристаллическую решетку из морской воды вовлекается магний (что энергетически весьма выгодно), а в раствор поступает кальций, адсорбированный илами. Реакция идет по схеме:



Экспериментальное обоснование реакций доломитизации и образования магниевых силикатов при взаимодействии морской воды с карбонатом кальция и силикатами было получено в результате исследований М. Г. Валяшко и Н. К. Власовой (1973). Однако оказалось, что при обычных температурах реакции практически не идут и заметно интенсифицируются при температурах 200—300° С.

Не останавливаясь на изложении сущности ряда других возможных процессов, ведущих к возникновению хлорида кальция, так как они подробно разбираются в специальной монографии Е. В. Посохова (1977), посвященной формированию хлоридных вод гидросферы, обратим лишь внимание на то, что очевидно, любой предполагаемый процесс по своему масштабу должен быть соизмеримым с масштабом распространения вод хлоридного типа в недрах Земли. Последние распространены исключительно широко, что позволяет даже говорить о «подземном океане» хлоридных вод. А вот вопрос о масштабе предлагаемых различными исследователями реакций возникновения CaCl_2 остается до сего времени открытым; не всегда достаточно ясна и термодинамическая обоснованность таких реакций и возможность их реализации в природных условиях.

Поэтому мы согласны с тем, что «отсутствие на современном уровне знаний прямых и строгих доказательств в пользу седиментационно-диагенетической гипотезы формирования хлоридно-кальциевых рассолов со всеми их разновидностями (в том числе и существенно хлоридно-кальциевых вод, в которых содержание CaCl_2 достигает 70—80 экв. %) свидетельствует о недостаточной разработанности этой весьма сложной проблемы и допускает иные толкования» (Самарина, 1977, с. 68).

К числу «иных толкований» относится ювенильная гипотеза образования хлоридных рассолов, в пользу которой свидетельствует ряд факторов: а) вскрытие в кристаллических породах фундамента на Кольском полуострове на глубине 7260 м хлоридных высокоминерализованных рассолов; б) высокая концентрация жидких включений в минералах изверженных и метаморфических пород, достигающая 37%, и преобладание в составе включений хлорида натрия; в) связь рассолов высокой минерализации с проявлениями магматизма и т.д.

Отдельные исследователи склонны считать ювенильный источник образования хлоридных рассолов основным и развивают представление о «гидрохлоросфере» Земли, полагая, что огромные массы хлоридных рассолов осадочной оболочки планеты имеют не седиментационный генезис, а являются продуктом дефлюитизации верхней мантии.

Перечисленные факты никак не укладываются в рамки седиментационно-диагенетической гипотезы образования рассолов хлоридного типа и свидетельствуют, по-видимому, о том, что рассолы генетически весьма неоднородны, поскольку многообразны возможные процессы, приводящие к их возникновению. В. С. Самарина (1977а) считает, что необходима типизация рассолов (пока еще не выполненная) на основе детальных исследований сложных систем порода—вода—газ—живое вещество. Такая типизация должна дать возможность установить ареалы распространения хлоридных рассолов различного генезиса, в том числе и эндогенного происхождения.

В пределах *Молдавского артезианского бассейна* рассолы хлоридного типа изучены слабо. Имеющиеся данные свидетельствуют о том, что они, по-видимому, занимают весь нижний гидродинамический этаж бассейна; кроме того, на отдельных площадях известны в пределах верхнего этажа.

В верхнем этаже воды хлоридного типа установлены на севере и в центральных районах Молдавии в породах досилурийского возраста, на западе республики в отложениях силура и мела, а также на юге и крайнем юго-западе в нижне- и средне-сарматском водоносных комплексах. В нижнем этаже хлоридные рассолы вскрыты повсеместно при поисково-разведочных работах на нефть и газ в отложениях девона, пермо-триаса и юры.

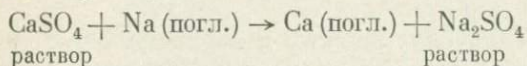
Рассолы нижнего гидродинамического этажа, залегающие под региональным водоупором гипсово-ангидритовых и сланцевых накоплений верхней юры и нижней мела, приурочены главным образом к Молдавской впадине и склону Молдавской плиты; кроме того, они вскрыты в районе Скифской платформы.

Минерализация хлоридных рассолов нижнего этажа в большинстве случаев не превышает 100—120 г/л. Лишь из девонских отложений получены более крепкие рассолы с количеством растворенных солей, достигающим 195 г/л. По составу преобладающих компонентов рассолы довольно однообразны. Формула их —

Cl—Na—(Ca) или Cl—Na—Ca, причем концентрация хлорид-иона достигает 98—100 экв.%, кальция — 15—20 экв.%. В рассолах юры установлено сравнительно много магния, содержание которого составляет 15 экв.%.

Как показали наши экспериментальные работы, поровые растворы, отжатые главным образом из образцов юрских пород (при искусственном увлажнении), находятся лишь в приблизительном соответствии с рассолами хлоридного типа. Соответствие наблюдается в составе главных ионов — и те и другие воды (т. е. поровые и природные) характеризуются резким преобладанием хлорида натрия; так же резко превалирует натрий и среди адсорбированных катионов глинистых пород юрской толщи. Поровые растворы и природные воды различаются по химическому типу — первые принадлежат к сульфатному типу, вторые — к хлоридному; по относительному содержанию сульфатов и кальция поровые растворы значительно богаче сульфатами, чем природные воды, а по содержанию кальция — беднее, чем они; величина минерализации поровых растворов не превышает 36—38 г/л, тогда как природные воды — сравнительно крепкие рассолы с минерализацией, достигающей (в юрской толще) 120 г/л.

Перечисленные несоответствия могли возникнуть в связи со специфической проведением опытов по отжатию поровых растворов — они извлекались после искусственного увлажнения породы, что приводило к разбавлению концентрации поровых растворов и могло сказаться на изменении их состава. Поскольку в юрских отложениях присутствует в твердой фазе гипс, искусственное увлажнение, очевидно, приводило к его растворению. Вследствие протекания реакции:



снижалась концентрация кальция в растворе и повышалась концентрация сульфат-иона.

Однако несоответствие могло иметь причиной и другие процессы. Как указывает П. А. Крюков (1971, с. 181), «при уплотнении глин действует . . . коллоидно-химический фактор (так называемый мембранный эффект), приводящий к уменьшению остаточного раствора в такой степени, что в аргиллитах первичные высококонцентрированные растворы уже не могут сохраняться».

Какая из причин основная (а возможно, они обе играют более или менее равноценную роль), решить пока трудно. Но во всяком случае, судя по составу ионно-солевого комплекса юрских пород — преобладание хлорида натрия в жидкой фазе и катиона натрия в адсорбированном состоянии — ионно-солевой комплекс пород, вмещающих хлоридные рассолы, практически не разрушен и достаточно хорошо сохранил до наших дней черты, присущие морским бассейнам седиментации того времени. Можно полагать в связи с этим, что мощная толща хемогенных накоплений верх-

ней юры и глинистые породы нижнего мела надежно изолировали рассолы нижележащих пород от инфильтрационных процессов.

С позиций седиментационно-диагенетической гипотезы концентрация хлоридных рассолов свидетельствует о том, что они отвечают морской воде повышенной солености, минерализация которой, по-видимому, в отдельные периоды достигала 140 г/л и выше, что и обусловило накопление гипсово-ангидритовой толщи, венчающей разрез верхней юры, и хлоридных рассолов, пропитывающих все нижезалегающие породы.

Палеогеографическая обстановка района Молдавской впадины оказалась благоприятной для сохранения в ее недрах рассолов седиментационного генезиса в течение длительных геологических эпох, поскольку море практически не покидало впадину на протяжении огромных отрезков времени. Даже в конце поздней юры, когда в результате регионального поднятия юго-западного склона Молдавской платформы море регрессировало и освободило значительные площади впадины, в ее наиболее глубокой прогнутой части продолжалось осадконакопление — формирование толщи глин, надежно изолировавших воды седиментационного генезиса от влияния инфильтрационных вод. Последующая раннемеловая трансгрессия, оставившая толщу преимущественно глинистых накоплений, увеличила надежность изоляции хлоридных рассолов (Самарина, Козлова, Саргсянц, 1969).

Рассолы хлоридного типа, известные в верхнем гидродинамическом этаже Молдавского бассейна, приуроченные к породам силура, мела, нижнего и среднего сармата, занимают ограниченные площади и развиты только в пределах наиболее погруженных частей разреза этих отложений (т. е. находятся в зоне замедленного водообмена).

Воды хлоридного типа силурийских и верхнемеловых пород имеют минерализацию от 15 до 35 г/л; по химическому составу они $\text{Cl}-(\text{SO}_4)-\text{Na}-\text{Ca}$, т. е. характеризуются довольно высоким содержанием сульфатов (до 15—20 экв. %). В водах нижне- и среднесарматских отложений количество растворенных солей колеблется от 10 до 60—70 г/л, а состав их описывается формулами: $\text{Cl}-\text{Na}-(\text{Ca})$ или $\text{Cl}-\text{Na}-\text{Ca}$; концентрация кальция изменяется от 2—3 до 20—30 экв. %.

Место, занимаемое этими водами в разрезе Молдавского бассейна, минерализация вод, отвечающая морским водам нормальной или слегка повышенной солености, и химический состав вод позволяют рассматривать их как воды седиментационного генезиса соответствующих морских бассейнов, сохранившихся лишь на ограниченных участках, пока еще слабо затронутых современными инфильтрационными процессами. Вследствие того что воды находятся в пределах верхнего гидродинамического этажа, постепенно они замещаются и, наконец, очевидно, будут полностью вытеснены водами инфильтрационно-атмосферного генезиса, за исключением Унгенского участка, где динамика вод весьма замед-

ленна. Естественно, что при наличии процессов замещения вод на отдельных участках происходит смешение. О смешении инфильтрационных вод карбонатного типа и хлоридных вод седиментационного генезиса мы уже говорили ранее, рассматривая условия формирования содовых вод Молдавии. Смешение в разных пропорциях дает все возможные промежуточные звенья между мало-минерализованными водами состава $\text{HCO}_3\text{—Na}$ и слабыми хлоридно-кальциевыми рассолами.

Сложным представляется вопрос о формировании подземных вод хлоридного типа в досилурийском водоносном комплексе. Эти воды известны на севере Молдавии, где они в виде «языка» вклиниваются в долине р. Днестр в расположение вод карбонатного типа и далее прослеживаются вплоть до центральных районов республики. На юге воды досилурийских пород бурением пока еще не достигнуты.

По величине минерализации воды относятся к соленным и слабым рассолам; количество растворенных солей в них составляет на севере около 10 г/л и возрастает к югу до 80 г/л. По химическому составу они Cl—Na—(Ca) и Cl—Na—Ca ; концентрация кальция в последних колеблется от 24 до 47 экв.‰.

Вследствие того что поровые растворы глинистых накоплений рифея и венда имеют низкую концентрацию и характеризуются малым содержанием хлорида натрия, вероятно представление о пониженной солености морей того времени. В таком случае хлоридно-кальциевые рассолы следует считать чуждыми вмещающим их породам, поскольку их минерализация, достигающая 80 г/л, отвечает морским бассейнам повышенной солености. Механизм проникновения чуждых вод в толщу досилурийских отложений пока не ясен, так как очень слабо изучена гидродинамика хлоридных рассолов. В качестве предположения можно допустить, что они относятся к эпигенетическим водам седиментационного генезиса и проникли из морских бассейнов более позднего периода (например, силурийского бассейна, когда соленость морских вод в отдельные отрезки времени была повышенной — достигала стадии садки гипса из морской воды).

Хлоридно-кальциевые рассолы в *других артезианских бассейнах платформ и межгорных впадин* территории СССР развиты чрезвычайно широко. Они имеются практически во всех рассмотренных нами структурах и во многих из них граница между хлоридными рассолами и водами сульфатного (или карбонатного) типов довольно хорошо совпадает с предполагаемыми границами между верхним и нижним гидродинамическими этажами.

Из табл. 21 видно, что с учетом особенностей вод хлоридного типа изученные бассейны могут быть разделены на следующие группы:

I группа, самая большая по численности, характеризуется присутствием рассолов, минерализация которых не превышает 270-330 г/л. Это Причерноморский, Восточно-Предкавказский,

Таблица 21

Характеристика вод хлоридного типа различных артезианских бассейнов

| Артезианский бассейн | Фашии и возраст пород | Минерализация, г/л | Усредненная формула | Примечание |
|-------------------------|---|--------------------|--|---|
| Причерноморский | Терригенно-карбонатные (P, N); карбонатные (K ₂) | 19,5—73 | Cl—Na—(Ca)—(Mg) | — |
| Восточно-Предкавказский | Терригенные (P, N); терригенно-карбонатные (MZ) | 30—160 | Cl—Na—(Ca) | — |
| Южно-Таджикский | Терригенные (N—Q) карбонатно-терригенные, с гипсами и каменной солью (P, K, J) | 40—50—320 | Cl—Na—(Ca) Cl—Na—Ca | — |
| Ферганский | Терригенные засоленные и загипсованные (N и Q); карбонатно-терригенные, загипсованные (P, MZ) | 10—330 | Cl—Na—(Ca) Cl—Na—Ca | — |
| Московский | Терригенные (MZ, KZ); карбонатно-терригенные, загипсованные и засоленные (PZ) | 20—35—270 | Cl—Na—(Ca) Cl—Na—Ca | — |
| Ленинградский | Карбонатно-терригенные, местами загипсованные (O, D, C); терригенные (PR ₃ —C) | 2,2—180 | Cl—(HCO ₃)—Na— —(Ca) Cl—(SO ₄)—Na—(Ca) Cl—Na—Ca | Воды первых двух составов известны в верхнем гидродинамическом этаже |
| Молдавский | Терригенно-карбонатные (P, N); карбонатно-терригенные, гипсы (KZ) | 10—15—195 | Cl—(SO ₄)—Na—(Ca) Cl—Na—Ca | Вода первого состава известна в верхнем гидродинамическом этаже |
| Сахалинский | Терригенные (KZ) | 10—31,5 | Cl—Na—(Ca) Cl—Na—Ca | Чередуются с рассолами карбонатного типа: Cl—HCO ₃ —Na и HCO ₃ —(Cl)—Na |
| Западно-Сибирский | Терригенные (MZ, KZ) | 10—82 | Cl—Na—(Ca) Cl—Na—Ca | Чередуются с рассолами карбонатного типа, Cl—HCO ₃ —Na |
| Вольно-Подольский | Карбонатно-терригенные, местами загипсованные (N, K ₂) терригенно-карбонатные гипсы, ангидриты (PZ) | до 190—250 | Cl—Na—Ca Cl—Ca—Na | Воды Cl—Ca—Na встречены только в одном пункте |

Таблица 21 (окончание)

| Артезианский бассейн | Фашии и возраст пород | Минерализация, г/л | Усредненная формула | Примечание |
|----------------------|---|--------------------|--|---|
| Азово-Кубанский | Терригенно-карбонатные (MZ, KZ) | до 55 (350) | Cl—Na—(Ca) Cl—Ca—Mg | Воды Cl—Ca—Mg встречены только в одном пункте |
| Днепро-Донецкий | Терригенные (MZ, KZ); галогенно-терригенно-карбонатные (PZ) | до 310 | Cl—Na—(Ca) Cl—Na—Ca Cl—Ca—Na | Воды Cl—Ca—Na встречены только в одном пункте |
| Ангаро-Ленский | Терригенные, локально распространенные (J); хемогенно-карбонатно-терригенные (PZ) | до 620 | Cl—Na—(Ca) Cl—Na—Ca Cl—Ca—(Mg) | Рассолы Cl—Ca—Mg предельно насыщенные и залегают только среди солей |
| Амударьинский | Терригенно-карбонатные, местами загипсованные и засоленные (MZ, KZ); хемогенно-карбонатно-терригенные (J ₃) | до 548 | Cl—Na—(Ca) Cl—Na—Ca Cl—Ca—Mg | Рассолы Cl—Ca—Mg залегают среди солей |
| Северо-Каспийский | Терригенно-карбонатные (MZ, KZ); хемогенно-терригенно-карбонатные (PZ) | до 350 | Cl—Na—(Ca) Cl—Ca—Na Cl—Mg—Na Cl—Mg—Ca | Рассолы Cl—Mg—Na и Cl—Mg—Ca залегают в виде линз среди солей |
| Волго-Камский | Терригенные, местами загипсованные (P ₂ , T, J, N); хемогенно-карбонатно-терригенные (PZ) | до 270 | Cl—Na—Ca Cl—Ca—Na Cl—Mg—Na | Рассолы Cl—Mg—Na залегают в виде линз среди солей |

Южно-Таджикский, Ферганский, Московский, Ленинградский, Молдавский, Вольно-Подольский, Азово-Кубанский и Днепро-Донецкий. В разрезе осадочного чехла перечисленных бассейнов присутствуют или карбонатно-терригенные породы и тогда минерализация хлоридных рассолов не превышает 55—73 г/л, или карбонатно-терригенные загипсованные, минерализация рассолов в этом случае достигает 160—180 г/л, или карбонатно-терригенные загипсованные и засоленные, с максимальной величиной минерализации рассолов до 330 г/л. Общее для всех бассейнов, объединенных в эту группу, — это отсутствие в них рассолов существенно хлоридно-кальциевого состава, т. е. с преобладающим кальцием в числе главных катионов. Рассолы описываются формулами Cl—Na—(Ca) или Cl—Na—Ca. Только в Вольно-Подольском, Азово-Кубанском и Днепро-Донецком в единичных пунктах обнаружены рассолы состава Cl—Ca—Na.

К II группе бассейнов относятся Ангаро-Ленский и Амударьинский, характеризующиеся наличием в разрезе мощных толщ хемогенно-карбонатно-терригенных накоплений. В них наряду с рассолами обычного облика (т. е. $\text{Cl}-\text{Na}-\text{Ca}$) вскрыты залегающие в виде линз среди соляных залежей предельно насыщенные рассолы с минерализацией до 550—620 г/л, являющиеся существенно хлоридно-кальциевыми и содержащие высокие концентрации магния. Химическая формула таких рассолов — $\text{Cl}-\text{Ca}-\text{Mg}$.

В III группу объединены Северо-Каспийский и Волго-Камский бассейны. В их разрезе, так же как и в бассейнах предыдущей группы, присутствуют мощные толщи хемогенно-карбонатно-терригенных пород. Концентрация рассолов превышает 350 г/л. По составу выделяются рассолы $\text{Cl}-\text{Na}-\text{Ca}$, $\text{Cl}-\text{Ca}-\text{Na}$ и уникальные магниевые рассолы, имеющие химическую формулу $\text{Cl}-\text{Mg}-\text{Ca}(\text{Na})$. Последние установлены только в виде линз среди залежей солей.

IV группа бассейнов очень резко отличается от всех вышеописанных. Это Западно-Сибирские и Сахалинские структуры, в пределах которых развиты лишь терригенные незасоленные и незатрипсованные отложения. Хлоридно-кальциевые рассолы здесь имеют концентрацию не более 30—50 г/л (в отдельных случаях до 80 г/л) и чередуются с солеными водами и слабыми рассолами, принадлежащими к карбонатному типу.

Мы не ставили перед собой задачу обсуждения проблемы формирования хлоридных рассолов, которая дискуссионна, поскольку представители седиментационно-диагенетического и эндогенного направлений подходят к ее разрешению с принципиально разных позиций. По-видимому, в настоящее время еще нет достаточного количества веских аргументов в пользу той или иной гипотезы, и вполне правдоподобной представляется точка зрения, в соответствии с которой рассолы хлоридного типа могут быть генетически весьма неоднородными. Обращает внимание то обстоятельство, что, являясь исключительно однообразными по составу главных анионов — концентрация хлорид-иона в них всегда приближается к 100 экв.%, — рассолы довольно существенно отличаются по составу главных катионов, что хорошо видно по данным табл. 21 и отражено в выделенных нами группах бассейнов. Возможно, что одна из причин различия рассолов по преобладающим катионам — в генетической их неоднородности.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основные наиболее важные положения, характеризующие закономерности размещения подземных вод различного химического типа и условия их формирования в артезианских бассейнах платформенных и горно-складчатых областей, сводятся к следующему.

1. В верхнем гидродинамическом этаже преимущественно развиты воды карбонатного и сульфатного типов; последние принадлежат главным образом к сульфатно-натриевому подтипу.

2. В большинстве рассмотренных бассейнов практически нацело весь верхний этаж занят водами сульфатного типа (бассейны Московский, Волыно-Подольский, Волго-Камский, Ангаро-Ленский, Южно-Таджикский, Ферганский, Амударьинский и Северо-Каспийский); в некоторых структурах сульфатному и карбонатному типам принадлежит примерно равная роль (бассейны Ленинградский, Азово-Кубанский и Причерноморский); в бассейнах Молдавском, Восточно-Предкавказском и Днепровско-Донецком они приурочены к самым верхним их частям; воды сульфатного типа отсутствуют только в артезианских бассейнах Сахалина.

3. Воды карбонатного типа распространены значительно меньше, чем сульфатного. Основная роль им принадлежит только в Молдавском, Западно-Сибирском, Сахалинском и Днепровско-Донецком бассейнах. В большинстве структур они занимают самую верхнюю часть верхнего этажа (Волго-Камский, Московский, Северо-Каспийский и др. бассейны). В Ферганском и Амударьинском бассейнах воды карбонатного типа отсутствуют совсем.

4. Минерализация вод сульфатного типа изменяется в широком пределе, от значений менее 1 г/л и до 320—340 г/л:

а) наиболее характерные их составы, установленные в большинстве бассейнов, в различных интервалах минерализации сменяются в последовательности: $\text{HCO}_3\text{—Ca}$ (< 1 г/л); $\text{SO}_4\text{—Ca}$ (1—3 г/л); $\text{SO}_4\text{—Na}$ (3—10 г/л); Cl—Na (> 10 г/л). Такие воды приурочены к артезианским бассейнам, в разрезе которых присутствуют карбонатные, карбонатно-терригенные заглпсованные и засоленные отложения. Основной процесс их формирования — растворение водовмещающих пород, а наблюдающаяся смена преобладающих компонентов отражает различную растворимость карбонатов щелочных земель, гипса и хлорида натрия.

б) значительно меньше развиты воды сульфатного типа, составы которых изменяются по схеме: $\text{HCO}_3\text{—Mg}$ (<1 г/л); $\text{SO}_4\text{—Na}$ или Cl—Na (1—3 г/л); Cl—Na (>3 г/л); наименее характерны воды, имеющие состав: $\text{HCO}_3\text{—Na}$ (<1 г/л); Cl—Na (>1 г/л). Воды приурочены к артезианским бассейнам, в разрезе которых большая роль принадлежит терригенным накоплениям вплоть до полного исчезновения из разреза карбонатных и хемогенных пород. Главными процессами формирования химического состава вод, наряду с растворением водовмещающих пород, можно назвать реакции десорбции поглощенного натрия глинистых отложений и диффузии вещества из поровых растворов глин.

5. Воды карбонатного типа, развитые в верхнем гидродинамическом этаже, относятся к числу неуглекислых вод и имеют минерализацию, не превышающую 10 г/л, чаще — 5—6 г/л. Среди них установлены две разновидности: воды, обогащенные сульфатами, и воды, обогащенные хлоридами.

а). Наиболее известны воды второй разновидности. Составы их в преобладающем числе случаев изменяются по схеме: $\text{HCO}_3\text{—Cl—Na}$ (<1 г/л или $<2,5$ г/л); $\text{Cl—HCO}_3\text{—Na}$ (>1 г/л или $>2,5$ г/л). Воды приурочены к артезианским бассейнам, разрезы которых нацело представлены терригенными образованиями; в тех бассейнах, где присутствуют терригенно-карбонатные толщи, воды приурочены также только к терригенным накоплениям. Формирование вод связано с растворением карбонатной составляющей пород, десорбцией натрия из глин, извлечением хлорида натрия из поровых растворов глин; нередко происходит смешение вод карбонатного типа с хлоридно-кальциевыми.

б). Разновидность вод карбонатного типа, характеризующаяся обогащенностью сульфатами, известна только в тех бассейнах, в разрезе которых наряду с терригенными присутствуют карбонатные породы. Составы вод изменяются по схеме: $\text{HCO}_3\text{—SO}_4\text{—Na(Ca)}$ (<1 г/л); $\text{HCO}_3\text{—SO}_4\text{—Na}$ (1—2,5 г/л). Как правило, такие воды циркулируют в верхних частях артезианских бассейнов, в которых основная часть верхнего гидродинамического этажа занята водами сульфатного типа. Формирование вод связано с растворением карбонатных пород, десорбцией натрия из поглощающего комплекса глин и процессами микробиологической сульфатредукции (Молдавский бассейн).

6. Углекислые воды карбонатного типа известны только в бассейнах, где в формировании вод участвует углекислый газ метаморфического и магматического происхождения. Минерализация вод достигает 60 г/л. По химическому составу воды принадлежат к разновидности, обогащенной хлорид-ионом. Составы их изменяются по следующей схеме: $\text{HCO}_3\text{—Cl—Na}$ ($<3,5$ г/л); $\text{Cl—HCO}_3\text{—Na}$ (3,5—35 г/л); $\text{HCO}_3\text{—Cl—Na}$ (>35 г/л). Воды связаны преимущественно с терригенными породами. По-видимому, главную роль в генезисе их химического состава играют процессы углекислотного выщелачивания полевошпатовых минералов и сме-

шение с водами хлоридно-кальциевого типа; возможно также участие поровых растворов глинистых отложений.

7. Нижний гидродинамический этаж практически всех рассмотренных артезианских бассейнов занят водами хлоридного типа.

а) Наиболее распространены бассейны, в которых воды хлоридного типа имеют минерализацию не выше 330 г/л и характеризуются отсутствием существенно хлоридно-кальциевых рассолов.

б) Уникальные по величине минерализации воды с количеством растворенных солей до 620 г/л известны только в Ангаро-Ленском и Амударьинском бассейнах они залегают в виде линз среди соляных залежей, а по химическому составу существенно хлоридно-кальциевые и содержат высокие концентрации магния.

в) Уникальные хлоридно-магниевые рассолы с минерализацией более 350 г/л установлены в Северо-Каспийском и Волго-Камском бассейнах и также залегают только в виде линз среди соляных залежей.

г) Особым строением характеризуется нижний гидродинамический этаж в пределах Западно-Сибирского и Сахалинских бассейнов, в которых углекислые воды карбонатного типа чередуются с хлоридно-кальциевыми рассолами, и наблюдается инверсионный гидрохимический разрез.

д) Весьма сложная проблема формирования рассолов хлоридного типа в книге не обсуждается, поскольку в настоящее время, по нашему мнению, еще не разработаны надежные критерии для отнесения этих вод к тому или иному генетическому типу.

- Алекин О. А.* Основы гидрохимии. Л.: Гидрометеопиздат, 1970, 444 с.
- Алекин О. А., Бражникова Л. В.* Сток растворенных веществ с территории СССР. М.: Наука, 1964, 144 с.
- Арсланбекова З. А., Номикос М. А., Крюков П. А.* О возможности исследования состава растворов, пронизывающих осадочные горные породы с малой влажностью. — Труды Ин-та геологии Дагестана, 1962, т. XI, вып. 2, с. 131—148.
- Базилевич Н. И.* Геохимия почв содового засоления. М., Наука, 1965.
- Басков Е. А.* Главные черты распространения и формирования основных типов подземных рассолов Сибирской платформы. — Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1976, т. 246, с. 61—75.
- Бобринский В. М., Букатчук П. Д., Бургея Н. К., Друмя А. В.* Палеогеография Молдавии. Кишинев. Карта Молдовеныскэ, 1965. 146 с.
- Бунеев А. Н.* Основы гидрогеохимии минеральных вод осадочных отложений. М.: Медгиз, 1956. 226 с.
- Валыко М. Г.* Основные типы вод и их формирование. — Докл. АН СССР, 1955, т. 102, № 2, с. 315—318.
- Всеволожский В. А.* Формирование подземного стока в артезианских бассейнах платформенного типа. — Автореф. докт. дисс. М.: МГУ, 1977.
- Гаррелс Р. М., Крайтс Ч. Л.* Растворы, минералы, равновесия. М.: Мир, 1968, 367 с.
- Гедройц К. К.* Избр. соч. М.: Сельхозгиз, 1955, т. 2. 484 с.
- Гидрогеология СССР. Т. I. Московская и смежные области. М.: Недра, 1966, 423 с.
- Гидрогеология СССР. Т. III. Ленинградская, Псковская и Новгородская области. М.: Недра, 1967, 328 с.
- Гидрогеология СССР. Т. IX. Северный Кавказ. М.: Недра, 1968, 488 с.
- Гидрогеология СССР. Т. XIX. Иркутская область. М.: «Недра», 1968, 495 с.
- Гидрогеология СССР. Т. XVI. Западно-Сибирская равнина. М.: Недра, 1970, 368 с.
- Гидрогеология СССР. Т. V. Украинская ССР. М.: Недра, 1971. 614 с.
- Гидрогеология СССР. т. XXXIX. Узбекская ССР. М.: Недра, 1971, 472 с.
- Гидрогеология СССР. Т. XV. Башкирская АССР. М.: Недра, 1972. 344 с.
- Гидрогеология СССР. Т. XXIV. Остров Сахалин. М.: Недра, 1972. 344 с.
- Гидрогеология СССР. Т. XXXVIII. Туркменская ССР. М.: Недра, 1972.
- Гидрогеология СССР. Т. XLI. Таджикская ССР. М.: Недра, 1972. 472 с.
- Гидрогеология СССР. Т. XLIII. Оренбургская область. М.: Недра, 1972.
- Гидрогеология СССР: Сводный том. Вып. 1. М.: Недра, 1976. 656 с.
- Дуров С. А., Перова Н. И.* Адсорбция ионов кальция и сульфатного в процессе содообразования. — Труды Новочеркасск. политехи. ин-та, 1960, вып. 38, с. 43—52.
- Зайцев И. К.* Гидродинамика и формирование соленых и рассольных вод артезианских бассейнов: Тезисы докл. Геогр. об-ва СССР. Л.: 1968.
- Затенацкая Н. П., Сафокина И. А.* Диффузионное выщелачивание глин. М.: Наука, 1968, 105 с.
- Киссин И. Г.* Карпатская и Крымско-Кавказская складчатые области. — В кн.: Гидрогеология СССР: Сводный том. М.: Недра, 1976, вып. 1.
- Козлова Э. В., Самарин Б. Н.* О минералогическом составе и ионно-солевом комплексе пород верхнего протерозоя северной части Молдавской ССР. —

- В кн.: Материалы по гидрогеологии и геологической роли подземных вод. Л., 1971, с. 249—252.
- Козлова Э. В., Самарин Б. Н.* Вертикальная гидрохимическая зональность как основа гидрогеологического районирования артезианских бассейнов (на примере Молдавского бассейна). — В кн.: Гидрогеология и гидрохимия. Л.: Изд-во ЛГУ 1976, с. 51—58.
- Козлова Э. В., Самарин В. С.* Хлор, бром и иод в водах отдельных регионов Таджикистана и Прикаспия. — Вестн. ЛГУ, 1963, № 18, вып. 3.
- Козлова Э. В., Саргсянц Н. А., Петраков Е. В., Самарин Б. Н.* Гидрогеологическое районирование Молдавского артезианского бассейна. — Вестн. ЛГУ, 1977, № 12, вып. 2, с. 33—42.
- Козлова Э. В., Саргсянц Н. А., Самарин Б. Н., Шинкарьюк В. Г.* Основные закономерности распространения и формирования подземных вод. — В кн.: Минеральные воды Молдавии. Кишинев; Карта Молдовеняскэ, 1973, с. 14—33.
- Котенева Т. В.* Схема рационального химического анализа глинистых пород. — Труды НИИГА, 1956, т. 86, с. 53—74.
- Крюков П. А.* Методы выделения почвенных растворов. — В кн.: Современные методы исследования физико-химических свойств почв. М.: Изд-во АН СССР, 1947, вып. 2, с. 45—73.
- Крюков П. А.* Некоторые вопросы исследования горных растворов. — В кн.: Химия земной коры. М.: Наука, 1964, с. 129—143.
- Крюков П. А.* Горные, почвенные и иловые растворы. Новосибирск: Недра, 1971, 220 с.
- Лагунова И. А.* Формирование химического состава подземных вод грязевых вулканов Керченско-Таманской области: Автореф. канд. дис. Л.: 1973.
- Лагунова И. А., Яковлев О. Н.* Гидрохимическая зональность Западно-Сибирского артезианского бассейна и особенности формирования вод пониженной минерализации. — В кн.: Формирование растворенного комплекса подземных вод нефтегазоносных районов. Л.: 1977, с. 40—52. Труды ВНИГРИ, вып. 396.
- Лебедев В. И.* К истории минерализации глубинных хлоридно-кальциевых вод. — В кн.: Химия в естественных науках. Л.: 1965.
- Максимович Г. А.* О характере гидрохимических фаций пластовых вод стратиферы. — Докл. АН СССР, 1944, т. 45, № 6, с. 1142—1150.
- Мартынова М. А., Мартынова Г. И.* О засоленности бурегского водоносного горизонта в р-не г. Старая Русса. — В кн.: Материалы по гидрогеологии и геологической роли подземных вод. Л.: Изд-во ЛГУ, 1971.
- Мартынова М. А., Самарина В. С.* О некоторых закономерностях поведения главных компонентов природных вод. — В кн.: Вопросы гидрогеологии и гидрохимии. Л.: Изд-во ЛГУ, 1966, с. 47—66.
- Мартынова М. А., Самарина В. С.* Гидрохимический разрез, его зональность и значение при исследованиях в связи с охраной природных вод. — В кн.: Гидрогеология и охрана недр при разработке соляных месторождений. Л.: 1976, с. 67—72.
- Мартынова Г. И., Онуфрей В. Е.* Гидрогеологические условия Северо-Восточного региона. — В кн.: Гидрогеология СССР. Т. ХLI. Таджикская ССР. М.: Недра, 1972, с. 87—104.
- Мартынова М. А., Часовникова Е. В.* Водные вытяжки из пород как один из методов исследования зоны гипергенеза (на примере надсолевой толщи Верхнекамского месторождения калийных солей). — В кн.: Гидрогеология и гидрохимия. Л.: Изд-во ЛГУ, 1976, с. 82—87.
- Никольский Ю. П., Мошкина И. А.* К вопросу образования соды в природе химическим путем. — Труды Химико-металлург ин-та Зап. Сиб. фил. АН СССР, 1958, № 12, с. 153—162.
- Пиннекер Е. В.* Рассолы Ангаро-Ленского артезианского бассейна. М.: Наука, 1966. 332 с.
- Пиннекер Е. В.* Проблемы региональной гидрогеологии. М.: Наука, 1977.
- Питьева К. Е.* Основы региональной геохимии подземных вод. М.: Изд-во МГУ, 1969. 213 с.

- Питьева К. Е.* Подземные воды палеозоя Северного Прикаспия. М.: Изд-во МГУ, 1971, 356 с.
- Прелев П. В.* Геологический очерк. — В кн.: Минеральные воды Молдавии. Кишинев: Картя Молдовеняскэ, 1973, с. 11—14.
- Посохов Е. В.* Происхождение содовых вод в природе. Л.: Гидрометеоздат, 1969 а. 153 с.
- Посохов Е. В.* Формирование химического состава подземных вод. Л.: Гидрометеоздат, 1969б, 334 с.
- Посохов Е. В.* Сульфатные воды в природе. — В кн.: Гидрохимические материалы. Л.: Гидрометеоздат, 1972. 167 с.
- Посохов Е. В.* Общая гидрогеохимия. Л.: «Недра», 1975, 208 с.
- Посохов Е. В.* Формирование хлоридных вод гидросферы. Л.: Гидрометеоздат, 1977. 246 с.
- Самарин Б. Н.* Ионно-солевой комплекс пород Молдавского артезианского бассейна. — Вестн. ЛГУ, 1975, вып. 3, № 18, с. 42—49.
- Самарин Б. Н.* Содовые воды Молдавского артезианского бассейна. — В кн.: Гидрогеология и гидрохимия. Л.: Изд-во ЛГУ, 1976, с. 68—75.
- Самарин Б. Н., Козлова Э. В.* О натриевом «резерве» осадочных пород Молдавского артезианского бассейна. — Вестн. ЛГУ, 1977, вып. 4, № 24.
- Самарина В. С.* Формирование химического состава подземных вод (на примере Прикаспийской низменности). Л.: Изд-во ЛГУ, 1963, 114 с.
- Самарина В. С.* О методике расчленения гидрогеологического разреза. — В кн.: Материалы по гидрогеологии и геологической роли подземных вод. Л., 1971, с. 174—185.
- Самарина В. С.* О проблеме формирования химического состава природных вод. — Вестн. ЛГУ, 1977а, вып. 3, № 18, с. 63—70.
- Самарина В. С.* Гидрогеохимия: Учебное пособие. Л., Изд-во ЛГУ, 1977б.
- Самарина В. С., Иванов П. И., Мартынова Г. И. и др.* О методике расчленения гидрогеологического разреза. — В кн.: Проблемы гидрогеологического картирования и районирования: Тезисы докл. Геогр. о-ва СССР, Л.: 1971, с. 55—59.
- Самарина В. С., Козлова Э. В., Саргсянц Н. А.* К вопросу формирования подземных вод Молдавского артезианского бассейна. — Вестн. ЛГУ, 1969, вып. 4, № 24, с. 25—30.
- Самарина В. С., Мартынова М. А.* К обоснованию разделения природных вод по величине минерализации. — В кн.: Вопросы гидрогеологии и гидрохимии. Л.: Изд-во ЛГУ, 1966, с. 66—72.
- Саргсянц Н. А.* Подземные воды нижнесарматских отложений Молдавского артезианского бассейна и биогеохимические обстановки формирования вод. — В кн.: Гидрогеология и гидрохимия. Л.: Изд-во ЛГУ, 1976.
- Сырица Н. И.* Подземные рассолы Волго-Уральского артезианского бассейна. — Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1976, т. 246, с. 25—41.
- Смирнов С. И.* Введение в изучение геохимической истории подземных вод. М.: Недра, 1974.
- Тарасов В. М.* Подземные рассолы межгорных артезианских бассейнов Средней Азии. — Труды ВСЕГЕИ, Нов. сер., 1976, т. 246, с. 94—98.
- Тугуши И. Н.* Особенности формирования углекислых солянощелочных минеральных вод на примере месторождений Дзау, Зваре и Вакас-Цкаро: Автореф. канд. дис. Тбилиси, Тбил. политехн. ин-т, 1970. 21 с.
- Учительева Л. Г.* Подземные рассолы Западно-Сибирского артезианского бассейна. — Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер. 1976, т. 246, с. 54—61.
- Фролов Н. М.* Подземные воды западной части Причерноморского артезианского бассейна. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 230 с.
- Хасанов А. С.* Гидрогеохимия водонапорных систем мезозойских отложений Амударьинского бассейна. Автореф. докт. дис. М., 1975, 58 с.
- Часовникова Е. В.* К вопросу о методике приготовления водных вытяжек и интерпретация получаемых результатов. — В кн.: Материалы по гидрогеологии и геологической роли подземных вод. Л., Изд-во ЛГУ, 1971.
- Шишкина О. В.* Геохимия морских и океанических иловых вод. М.: «Наука», 1972. 228 с.

ОГЛАВЛЕНИЕ

| | |
|---|-----|
| Предисловие <i>В. С. Самарина</i> | 3 |
| Глава первая | |
| О методике гидрогеохимических исследований и химической классификации природных вод <i>В. С. Самарина</i> | 5 |
| Глава вторая | |
| О закономерностях размещения химических типов подземных вод в артезианских бассейнах некоторых платформенных и горно-складчатых областей СССР | 20 |
| Платформенные области. <i>В. С. Самарина, Э. В. Козлова</i> | 20 |
| Горноскладчатые области. <i>А. М. Тукалло, Б. Н. Самарин</i> | 56 |
| Глава третья | |
| Геологические и гидрогеохимические условия молдавского артезианского бассейна | 71 |
| Геологическое строение. <i>А. М. Тукалло</i> | 71 |
| Ионно-солевой комплекс пород. <i>Б. Н. Самарин</i> | 76 |
| Подземные воды. <i>Н. А. Саргсянц, А. М. Тукалло</i> | 115 |
| Гидрогеологическое районирование Молдавского бассейна. <i>Э. В. Козлова, Н. А. Саргсянц, Е. В. Петраков</i> | 149 |
| Глава четвертая | |
| Условия формирования химического состава подземных вод | 160 |
| Воды карбонатного типа. <i>Б. Н. Самарин</i> | 160 |
| Воды сульфатного типа. <i>Э. В. Козлова</i> | 188 |
| Воды хлоридного типа. <i>Н. А. Саргсянц</i> | 200 |
| Заключение <i>В. С. Самарина</i> | 209 |
| Литература | 212 |

ФОРМИРОВАНИЕ
ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА
ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Утверждено к печати
Институтом водных проблем АН СССР

Редактор А. В. Давыдов
Редактор издательства Э. Б. Травицкая
Художник И. В. Таланова

Технический редактор Р. Г. Грузинова
Корректор Р. А. Тютина

ИБ № 7209

Сдано в набор 09.10.78.
Подписано к печати 28.02.79.
Т-02673. Формат 60×90^{1/16}.
Бумага типографская № 2
Гарнитура обыкновенная
Печать высокая
Усл. печ. л. 13,5 Уч.-изд. л. 14,3.
Тираж 1000 экз. Тип. зак. 829
Цена 2 р. 20 к.

Издательство «Наука»
117864 ГСП-7, Москва, В-485. Профсоюзная ул., 94а.

Ордена Трудового Красного Знамени
Первая типография издательства «Наука»
199034, Ленинград, В-34, 9 линия, 12

2 р. 20 к.

2960