Г. Н. КАМЕНСКИЙ, М. М. ТОЛСТИХИНА, Н. И. ТОЛСТИХИН

ГИДРОГЕОЛОГИЯ СССР

ГОСГЕОЛТЕХИЗДАТ

Г. Н. КАМЕНСКИЙ, М. М. ТОЛСТИХИНА,
Н. И. ТОЛСТИХИН

ГИДРОГЕОЛОГИЯ СССР

Допущена Министерством высшего образования СССР
в качестве учебного пособия
для студентов гидрогеологической специальности
горных и геологоразведочных вузов



ГОСУДАРСТВЕННОЕ НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
ЛИТЕРАТУРЫ ПО ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЕ НЕДР
МОСКВА 1959

ПРЕДИСЛОВИЕ

До сих пор в советской учебной литературе нет пособия по региональной гидрогеологии, которое характеризовало бы всю территорию СССР в соответствии с современным уровнем развития геологии и гидрогеологии. Ряд вышедших печатных работ, посвященных этому вопросу, в значительной мере устарели и не охватывают всего предмета [1]. Тома серий «Геология СССР» и «Гидрогеология СССР», издающиеся в течение двух десятилетий, содержат описание отдельных районов и не дают представления о территории СССР в целом; к тому же не все выпуски этих изданий вышли в свет.

Желание восполнить указанный пробел и дать учащейся молодежи и молодым специалистам необходимое пособие побудило авторов подготовить руководство по главнейшим разделам гидрогеологии СССР. Работа выполнялась в порядке научного содружества трех учреждений: МГРИ — проф. Г. Н. Каменский, ВСЕГЕИ — проф. М. М. Толстихина и ЛГИ — проф. Н. И. Толстихин.

Настоящее пособие разделяется на две части. В первой части изложены научные основы современной региональной гидрогеологии — принципы гидрогеологического районирования, характеристика гидрогеологических условий структур, основные сведения по вопросам формирования подземных вод и их гидрохимической зональности. В этой же части приведены краткие сведения из истории региональной гидрогеологии нашей страны.

Во второй части даны краткие сведения по гидрогеологии отдельных территорий СССР — Европейской части Союза, Уралу и Кавказу, Средней Азии и Восточному Казахстану; Западной и Восточной Сибири и Дальнему Востоку. Вполне естественно, что Европейская часть СССР, Урал и Кавказ описаны более подробно, ибо для их территорий накоплен большой материал. Описание Азиатской части СССР несколько схематизировано.

При составлении региональных описаний использован ряд новейших работ, перечисленных, так же как и более ранние, в списке литературы. Некоторая неравномерность описания отдельных районов отчасти является следствием недостаточности имеющегося материала, отчасти объясняется желанием авторов более подробно осветить некоторые важные или интересные в научном и хозяйственном отношении районы.

При характеристике водоносности и водообильности горизонтов приводятся дебиты источников, скважин и других водопунктов. Характеристика состава подземных вод дается по преобладающим анионам и катионам. В некоторых случаях приводятся формулы Курлова [2] или данные химических анализов.

---

[1] А. Н. Семихатов, Подземные воды СССР, ч. 1, 1934; Н. Н. Славянов, Подземные воды СССР, 1935 и др.

[2] В формулах Курлова минерализация воды приводится в *г/л* или *мг-экв*, содержание микрокомпонентов — в *мг/л*.

При подготовке настоящей работы к печати ценные критические замечания и рекомендации были сделаны рецензентами проф. Г. А. Максимовичем и проф. С. А. Шагоянцем. Большую работу в качестве научного редактора выполнил проф. А. М. Овчинников. Кроме того, некоторые товарищи активно содействовали составлению работы своими советами и замечаниями. Так, профессора О. К. Ланге, А. И. Дзенс-Литовский, В. Г. Мухин, Б. Л. Личков, Н. А. Плотников, И. К. Зайцев и многие другие просмотрели те или иные разделы рукописи и дали авторам ряд ценных советов.

Рукопись по мере ее составления подробно и неоднократно обсуждалась сотрудниками кафедры гидрогеологии и инженерной геологии Ленинградского горного института, института ВСЕГЕИ и кафедры гидрогеологии Московского геологоразведочного института. Всем этим товарищам авторы приносят глубокую благодарность.

Поскольку настоящая работа является одной из первых попыток создания подобного рода пособия, в ней, естественно, имеются неизбежные недочеты. Авторы с благодарностью примут критические замечания со стороны специалистов и учтут эти замечания при дальнейшей работе.

СОВРЕМЕННОЕ ПОНИМАНИЕ РЕГИОНАЛЬНОЙ ГИДРОГЕОЛОГИИ И ЕЕ НАУЧНЫЕ ОСНОВЫ

Предмет региональной гидрогеологии может быть кратко определен как изучение гидрогеологии конкретных районов страны, имеющее целью решение разнообразных по своему научному содержанию и практической направленности задач. Сюда относятся: 1) познание закономерностей залегания, распределения и формирования подземных вод; 2) выяснение гидрогеологических условий отдельных районов, имеющих народнохозяйственное значение или представляющих особый теоретический интерес; 3) выявление ресурсов подземных вод и перспектив их использования; 4) установление условий и степени фактического использования подземных вод в народном хозяйстве; 5) выявление возможностей управления режимом подземных вод в связи с водоснабжением, строительством инженерных сооружений, разведкой и разработкой месторождений полезных ископаемых, орошением и другими народнохозяйственными мероприятиями.

Региональные гидрогеологические исследования систематически проводятся в различных районах Союза ССР для удовлетворения потребностей промышленности и сельского хозяйства. Изучение гидрогеологических условий вновь осваиваемых территорий является одной из основ правильного проектирования и рационального размещения объектов строительства. Вместе с тем широкое развитие гидрогеологических изысканий при использовании новейшей техники позволяет более глубоко вникнуть в сущность гидрогеологических закономерностей изучаемых районов, что обусловливает возможность новых открытий в области региональной гидрогеологии для обоснования прогнозов распределения подземных вод на малоразведанных территориях.

Знание закономерностей формирования и распределения подземных вод необходимо также для использования особенностей характеристик их состава в качестве признака при поисках нефти, солей и других полезных ископаемых.

Региональная гидрогеология сочетает в себе, с одной стороны, систематизацию фактических данных о подземных водах конкретных районов страны, с другой — выяснение связи распределения подземных вод, их форм залегания и химических особенностей с геологическим строением и физико-географическими условиями. В этом сочетании проявляются основные черты методов региональной гидрогеологии, базирующихся на принципах диалектического познания природы. Формирование и распределение подземных вод, различные формы их гидрогеохимической зональности рассматриваются в их естественноисторическом развитии как отражение геологического развития данных участков земной коры. Поэтому в качестве теоретических основ гидрогеологии СССР важное значение приобрели учение о формировании подземных вод и принципы гидрогеологического районирования. Этими теоретическими основами оформляется связь региональных гидрогеологических закономерностей с геологическими структурами страны.

ОБЩИЕ МЕТОДИЧЕСКИЕ УКАЗАНИЯ ПО ИЗУЧЕНИЮ КУРСА

Методически изучение гидрогеологии СССР осуществляется в форме гидрогеологических съемок и других региональных исследований, в виде обобщения данных разведок и сведений по использованию подземных вод, а также в виде различных работ по изучению и регулированию режима подземных вод. Результаты этих исследований оформляются как гидрогеологические описания и монографии, справочные материалы, каталоги буровых скважин и других водных источников, гидрогеологические карты и разрезы. Знание этих материалов и умение ими пользоваться очень важны при решении конкретных практических задач и при региональных исследовательских работах.

Изучающие данную дисциплину должны учитывать, что значительный объем фактического материала и сложность геологического строения СССР создают известные трудности при усвоении курса. Поэтому при проработке курса следует иметь в виду следующие методические указания. Прежде всего учащиеся должны мобилизовать свои знания по геологии СССР, пользуясь соответствующей литературой. Для лучшего усвоения курса необходимо иметь геологические карты СССР масштаба 1 : 7 500 000; 1 : 5 000 000; 1 : 2 500 000 или 1 : 1 500 000. Очень полезно при изучении отдельных районов ознакомиться с геологическими картами более крупного масштаба, например 1 : 1 000 000. Необходимо также пользоваться атласами географических и климатических карт, с тем чтобы получить четкое представление о конкретном местонахождении и физико-географических условиях описываемых районов.

Дополнением к настоящей работе являются: гидрохимическая карта Сибири и Дальнего Востока, гидрохимическая карта СССР и объяснительные записки к ним, составленные сотрудниками ВСЕГЕИ [1957, 1958], а также карта грунтовых вод Европейской части СССР, составленная сотрудниками института ВСЕГИНГЕО [1958]. Не менее важное значение имеет гидрогеологическая карта СССР масштаба 1 : 2 500 000 и объяснительная записка к ней, составленная сотрудниками ВСЕГЕИ и ВСЕГИНГЕО под руководством И. К. Зайцева. Эти пособия всегда должны использоваться при изучении гидрогеологии СССР.

Надо отметить важность тщательной записи основного содержания лекций, которые, как правило, будут отличаться от текста данного пособия и в которых постоянно будет приводиться новый материал, выявляющийся в результате дальнейших гидрогеологических исследований.

Особое внимание должно быть обращено на самостоятельную работу учащихся в процессе практических групповых занятий и выполнение индивидуальных заданий в форме курсовых работ. Основным содержанием занятий в группах, согласно программе курса, является работа над гидрогеологическими картами и разрезами изучаемых районов и над общей картой территории Союза с нанесением опорных пунктов с фактическими данными. На занятиях прорабатываются химические анализы различных типов вод с соответствующими пересчетами.

Индивидуальные работы, выполняемые каждым студентом по конкретному заданию, могут иметь различные формы: гидрогеологические заключения о заданном объекте, гидрогеологический обзор заданного района. В ряде случаев эти самостоятельные работы могут быть увязаны с участками предшествующей производственной практики. Важнейшей целью самостоятельных работ каждого студента является изучение основной литературы по заданному участку и приобретение навыков использования оригинальных литературных первоисточников по региональной гидрогеологии и существующих справочников и указателей литературы, каталогов буровых на воду скважин и т. д.

Выполненные индивидуальные работы представляются учащимися в письменном виде с необходимыми графическими иллюстрациями. Некоторые из них, по выбору преподавателя, докладываются на занятиях.

ГЛАВА I

КРАТКИЙ ОЧЕРК ИСТОРИИ ИЗУЧЕНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД СССР

ИЗУЧЕНИЕ ПОДЗЕМНЫХ ВОД В ДОРЕВОЛЮЦИОННОЙ РОССИИ

Сведения об использовании подземных вод в древней Руси, сохранившиеся в летописях и архивах, составляют лишь «обрывки» истории накопления народного опыта в этой области. Тем не менее эти сведения для нас представляют существенный интерес, ибо нет сомнения в том, что наука о подземных водах возникла в результате обобщения многовекового практического опыта народных масс [Гордеев, 1952]. Использование подземных вод, в частности минеральных, известно на Руси уже в глубокой древности. Так, на соленых источниках к югу от Ильмень-озера обосновалось одно их самых древнейших русских поселений — Старая Русса, ныне Старорусский курорт, в недалеком прошлом — солеварницы.

Из летописи 1181 г. известно, что бурение скважин на рассол давно производилось на Севере [1]. Монахами Соловецкого монастыря на побережье Белого моря и р. Северной Двине в отдаленные времена устанавливались деревянные рассолоподъемные трубы. Искусство это было *самобытным, русским. По данным М. П. Толстого* [2], *проходка первых на* Руси буровых скважин на рассолы относится к XII в. (1137 г.). В Западной Европе (в провинции Артуа во Франции) первая артезианская скважина была заложена в 1126 г. Гораздо позже бурение скважин на воду стали выполнять в Англии и в США.

Древние скифы в степных южных районах, как известно, рыли колодцы на 11 *м* и глубже. Интересны указания проф. В. Ф. Гайдуковича [1949] о том, что в пос. Аджимушкай вблизи г. Керчи были обнаружены остатки древнего греческого колодца с подземной наклонной галереей, по ступеням которой можно было спускаться непосредственно к источнику.

Искусство поисков, вскрытия и использования подземных вод было хорошо известно народам Средней Азии. Здесь в очень отдаленные времена сооружались глубокие (до 200 *м*) колодцы для водоснабжения безводных районов. У подножия Копет-Дага возводились изумительные гидротехнические сооружения, использующиеся и до наших дней, — кяризы (водосборные подземные галереи), с помощью которых население получало самотечную подземную воду и использовало ее для орошения. Длина кяризов достигала нескольких километров. Усиленное строительство этих сооружений, а также пустынных цистерн-«сардоба» засвидетельствовано в документах середины XVI в. Народы Туркмении научились создавать путем устройства наливных колодцев запасы пресных

[1] Ф. А. Шамшев, Тезисы к докладу «История развития техники разведочного дела», стр. 3. Л., 1950.

[2] См. бюллетень МОИП. Отд. геологии, т. XXVIII, вып. 4, стр. 91, 1953.

грунтовых вод для водопоя своих стад. На территории СССР остатки водопроводов с глиняными трубами первого тысячелетия до нашей эры сохранились, например, в Каунча-Тепе в Средней Азии[1].

Широко использовались пресные грунтовые воды в Русском государстве в X—XVI в. В разных документах, начиная с XVI в., упоминаются «водяные колодези», добывающие пресную воду[2]. Строились водопроводы и колодцы в древних городах-крепостях. Появились водопроводные сооружения на Руси в XI—XII вв., как например, водопровод в Новгороде для Ярославова дворища. В конце XV в. имелся самотечный водопровод в московском Кремле. С XVI в. водопроводные сооружения существовали в Соловецком и Троице-Сергиевом монастырях. Издавна в русских городах сооружались водные тайники. Они в ряде случаев включали подземные каналы, подводившие воду из источников, находившихся вне города, в городской колодец[3].

Строительство плотин было также известно на Руси очень давно. Так, еще в 1584—1598 гг. в с. Беседах под Москвой была сооружена плотина на р. Москве, а в 1600 г. — плотина на р. Волхове в Новгороде.

Использование водной энергии рек привело к накоплению практических знаний в области гидрологии и гидродинамики. К XVI в. была разработана довольно сложная гидротехника бурового, колодезного, ключевого и речного водоснабжения. Появились специалисты по нахождению питьевой воды — «вожи», по добыче рассолов — «соляные» и «трубные» мастера, «солевары»; специалисты по водоснабжению — «водоливы», «водовзводные мастера», плотинные «хитрецы», «подкопщики», умеющие вести подкоп под реки, «сквозь воду» и т. п. [Гордеев, 1952].

Так постепенно накапливался народный опыт, создавались кадры самобытных мастеров, возникла почва для зарождения в нашей стране науки о подземных водах.

При Петре I сооружаются крупные водопроводы — Петергофский и Лиговский, использующие поверхностные и грунтовые воды окрестностей Петербурга. При Петре же открываются первые государственные курорты в Карелии (1718 г.), затем в Липецке; по поручению Петра I описываются минеральные источники Северного Кавказа (район Кавказских Минеральных Вод).

Несколько позднее, при Екатерине II (1779—1805) сооружается Мытищинский водопровод для снабжения г. Москвы грунтовыми водами, а затем следует строительство других водопроводов — в Ревеле, Кронштадте, Севастополе, Калуге и др.

По инициативе Петра I и позднее М. В. Ломоносова в разные районы России направляются научно-исследовательские экспедиции. Эти экспедиции собирают разнообразные сведения о стране. Отчеты экспедиций И. И. Лепехина, В. Ф. Зуева, Н. П. Рычкова, Н. Я. Озерецковского, И. В. Георги, С. П. Крашенинникова и многих других наряду с изложением географического и геологического материала содержали также описание подземных вод и минеральных источников России и сведения об их использовании. В этих описаниях имеются первые попытки вскрыть причинные связи между различными явлениями природы и подземными водами. Именно в этот период зародились идеи о зависимости состава грунтовых вод от физико-географических условий (В. Ф. Зуев); было доказано увеличение минерализации и жесткости грунтовых вод с севера на юг и юго-восток — к зоне степей и полупустынь.

Необходимость тщательного изучения подземных вод и их источников для использования в горном деле была ясна русским инженерам того времени и записана в Уставе первой русской Горной школы. (Ленинградского горного института.)

---

[1] Г. В. Григорьев, Каунча-Тепа. Раскопки. Ташкент, 1940.
[2] БСЭ, т. 3, 1950.
[3] «Тайницкая башня». Водопровод, БСЭ, 1951.

Наблюдения первых академических экспедиций вызвали в среде русских ученых интерес к подземным водам; они показали важность изучения подземных вод для всестороннего познания природы и производительных сил страны, значение их для промышленности, для здравоохранения и культурно-хозяйственной деятельности населения.

В итоге исследований, проводившихся на рубеже XVIII и XIX столетий, в работе известного минералога В. М. Севергина «Прибавление о минеральных водах» (1809 г.) появляется первая русская классификация минеральных вод.

Этот период можно считать периодом первых научных обобщений в области общей и региональной гидрогеологии. К концу его русская наука обогатилась новыми данными по геологии Русской платформы и ее глубоким подземным водам, полученным в результате бурения скважин для водоснабжения городов и сельских усадеб. Создались первые общие представления об условиях залегания артезианских вод, выявлены некоторые артезианские бассейны. Это позволило передовым русским ученым того времени давать научно обоснованные прогнозы получения артезианских вод (Г. Е. Шуровский, Г. П. Гельмерсен, а позднее Г. Д. Романовский)[1]. Тогда же в недрах геологии зародилась как самостоятельная дисциплина наука о подземных водах

После отмены крепостного права в России довольно быстро стал развиваться промышленный капитализм. Росли города, строились промышленные предприятия, железные дороги, возникали горнозаводские районы, осуществлялась мелиорация земель в Европейской части России, ирригация в Средней Азии. В связи с этим значительно расширяется использование подземных вод для водоснабжения городов, железных дорог, курортов и различных предприятий. Необходимость получения больших количеств хорошей питьевой воды заставляет совершенствовать технику бурения на воду. Во многих городах сооружаются глубокие буровые скважины. При бурении скважин выяснялось геологическое строение тех или иных районов или участков, что способствовало развитию геологических знаний. Вместе с тем развитие региональной геологии обеспечило ту базу, которая позволила проектировать и закладывать артезианские скважины. Большое значение для изучения подземных вод имеют работы, организованные в 1882 г. Геологическим комитетом, проводившим геологические и гидрогеологические исследования в разных частях России.

Во вторую половину XIX в. учение о подземных водах оформляется в самостоятельную дисциплину — гидрогеологию. Крупную роль в становлении этой дисциплины сыграли: А. П. Карпинский, И. В. Мушкетов, Н. А. Соколов, В. Д. Соколов и особенно С. Н. Никитин, Н. Ф. Погребов, А. Д. Стопневич, В. В. Докучаев и их ученики.

А. П. Карпинский на протяжении многих десятилетий возглавлял геологическую школу в России, которая и создала для отечественной гидрогеологии фундаментальную геологическую базу. В его трудах приводятся сведения о подземных водах России, в частности Зауралья.

И. В. Мушкетов в своем курсе «Лекции по геологии» большое место отводил подземным водам. Кроме того, он неоднократно сам проводил гидрогеологические исследования. И. В. Мушкетов был одним из основоположников русской гидрогеологии.

В. Д. Соколов выполнил ряд гидрогеологических исследований в Московском артезианском бассейне, а также в Средней Азии и в Причерноморском артезианском бассейне. Много сделал для изучения подземных вод Урала, Алтая и особенно Подмосковья Г. Е. Щуровский

Н. А. Соколов в своих многочисленных трудах охарактеризовал подземные воды Приазовского, Причерноморского и Днепровско-Донецкого

[1] В этот период в русскую литературу вошли термины — грунтовые и артезианские колодцы и т. п. (1841).

бассейнов. Им же составлена первая сводная работа по артезианским колодцам Причерноморья. Геологические условия северной Таврии и Крымского полуострова освещены трудами Н. А. Головкинского [1888, 1897].

В рассматриваемый период (с 1894 г.) начинаются гидрогеологические исследования б. Отдела земельных улучшений Министерства земледелия, связанные с гидротехническими и мелиоративными работами Большой объем этого рода работ был выполнен экспедицией Жилинского в Полесье в связи с необходимостью осушения болот; экспедициями на юге России — в связи с необходимостью орошения; в районах, тяготеющих к Сибирской железной дороге — в связи с изысканием источников водоснабжения переселенческих участков и осушением болот

Из других работ Отдела земельных улучшений можно указать гидрогеологические исследования, которые выполнялись в б. Тамбовской губернии С. Н. Никитиным, в Воронежской — Н. К. Высоцким, в Самарской — Н. Н. Тихоновичем и др. Многие земства производили гидрогеологические изыскания в засушливых областях России. Большие гидрогеологические исследования проводились также в степных областях Азиатской части России и в Поволжье.

Особое место среди региональных гидрогеологических работ в дореволюционной России занимают оригинальные, единственные в своем роде, исследования А. А. Тилло по изучению истоков главнейших рек Европейской части России, выполнявшиеся с 1894 г. Экспедиция А. А. Тилло имела в своем составе отделы гидрогеологический, гидротехнический и почвенный. Руководитель отдела гидрогеологии крупнейший геолог и гидрогеолог того времени С. Н. Никитин так охарактеризовал задачи отдела: «Дать общую физико-географическую характеристику страны и, в частности, водоносность ее, выяснить вместе с тем, от каких физических условий бассейна зависит современное состояние этой водоносности и те вероятные изменения, которые она претерпевала в ряде веков; выяснить, как влияло расселение земледельческого населения на изменения и предполагаемые ухудшения условий речного питания».

Работы экспедиции Тилло представляли интерес во многих отношениях, они вводили гидрогеологию в сферу новых задач, а именно в область вопросов грунтового питания рек, вопросов поверхностного и подземного стока.

Ряд крупных гидрогеологических описаний рек (верховьев Волги, Днепра, Оки, Сызрани), составленных С. Н. Никитиным, долгое время были руководящими среди работ по региональной гидрогеологии; в них читатели могли найти не только ценный фактический материал, но и интересные научные обобщения по условиям залегания и питания подземных вод. С. Н. Никитин был также автором большого числа другого рода гидрогеологических работ: монографии о каменноугольных отложениях и артезианских водах под Москвой, в которой впервые было установлено, вблизи Москвы, наличие двух артезианских водоносных горизонтов в карбоне и положено начало изучению Московского артезианского бассейна; научно-популярного очерка «Грунтовые и артезианские воды на Русской равнине» (1900), где впервые были обобщены сведения по гидрогеологии Европейской части России и др. С. Н. Никитина можно по праву считать одним из основоположников русской региональной гидрогеологии. Именно им и И. Ф. Синцовым были впервые разработаны вопросы учета подземных вод и составлены указания и сводки по буровым на воду скважинам в России.

С. Н. Никитин провел ряд крупных и важных работ по изучению геологического строения и подземных вод различных районов Европейской части России. Его сотоварищем по работе был Н. Ф. Погребов, ученый-революционер, административно высланный за участие в деле А. И. Ульянова в Архангельскую губернию (1887—1890 гг.). По

окончании ссылки Н. Ф. Погребов в течение 25 лет изучал геологические и гидрогеологические условия Европейской части России, опубликовав в числе прочих ряд работ совместно с С. Н. Никитиным. Славные традиции русской гидрогеологической школы он передал своим ученикам и приемникам — советским гидрогеологам, проработав до конца своей деятельности (до 1942 г.) во ВСЕГЕИ (Ленинград).

Большое значение имели работы В. В. Докучаева и его учеников, исследовавших вопрос зональности подземных вод.

Чрезвычайно ценные материалы дали начатые Геологическим комитетом в 1905 г. исследования Кавказских Минеральных Вод. Эти исследования, проводившиеся А. Н. Огильви, А. П. Герасимовым, Я. В. Лангвагеном, Н. Н. Славяновым, позволили опубликовать ряд крупных работ по вопросам каптажа и генезиса минеральных источников.

В начале XX в. составляются общие и частные сводные описания минеральных источников, как, например, описание минеральных источников Селенгинской Даурии — В. А. Обручева, описание минеральных источников Забайкалья — И. Богашева, описание минеральных источников России под редакцией А. П. Герасимова и др. В этот же период положено начало изучению проблемы охраны подземных вод и минеральных источников (А. Д. Стопневич).

В течение первых двух десятилетий XX в. создается учение о «вечной» мерзлоте и подземных водах Сибири. Необходимо отметить, что огромное значение для изучения геологии Сибири и ее подземных вод имели работы В. А. Обручева и его учеников, а также политического ссыльного геолога А. В. Львова. В 1916 г. он опубликовал сводную работу о подземных водах районов «вечной» мерзлоты и положил начало новой ветви гидрогеологии—криогидрогеологии, которая успешно разрабатывается его учениками.

Несмотря на то, что во многих частях страны, особенно на юге, в большом объеме осуществлялись бурение артезианских скважин и различные геологические и гидрогеологические исследования, региональная гидрогеология в этот период развивалась медленно, ибо царское правительство мало уделяло внимания развитию науки.

«В России, — писал в 1923 г. Н. Ф. Погребов, — до самого последнего времени даже не существовало такого специального органа, который мог бы взять на себя систематическое изучение всех связанных с подземными водами вопросов, но тем не менее русским ученым удалось сделать весьма многое в этом направлении, преимущественно попутно, при различных практических работах, преследовавших специальные задачи, как, например, снабжение больших городов артезианскими или вообще подземными водами, улучшение водоснабжения селений в районах, бедных доброкачественными питьевыми водами, и пр.». Такими работами были изыскания для сооружения Мытищинского водопровода, изучение подземных вод на силурийском плато, исследование подземных вод Харькова, Киева, Саратова, Ростова-на-Дону и др.

В результате упомянутых выше исследований были составлены преимущественно научные труды описательного характера. Крупных обобщающих исследований по теоретическим проблемам гидрогеологии в то время не было создано. Таким образом, дореволюционное время можно рассматривать в значительной мере как этап накопления фактических данных по региональной гидрогеологии.

ИЗУЧЕНИЕ ПОДЗЕМНЫХ ВОД В СССР ПОСЛЕ ВЕЛИКОЙ ОКТЯБРЬСКОЙ РЕВОЛЮЦИИ

Новая эра в развитии региональной гидрогеологии пришла с Великим Октябрем. С созданием Советского государства коренным образом изменилось отношение человека к подземным водам. Подземные воды,

как и все богатства недр земли, стали достоянием народа, достоянием государства. Советским правительством были опубликованы законы об охране подземных вод и тем самым был положен конец многовековой хищнической их эксплуатации отдельными предпринимателями-капиталистами.

Учитывая большое значение подземных вод в народном хозяйстве СССР и руководящую роль гидрогеологии в познании ресурсов подземных вод, партия и Советское правительство рядом мероприятий обеспечили развитие советской гидрогеологии и рост гидрогеологических кадров.

В первые же годы после революции гидрогеологические исследования становятся делом государственной важности. Из рук частных предпринимателей и фирм они переходят в руки государства, сосредоточиваясь преимущественно в Народном комиссариате земледелия, Геологическом комитете, Государственном гидрологическом институте, в управлениях водным хозяйством (водхозах), в Академии наук и других организациях.

Количество полевых гидрогеологических партий неуклонно возрастает. Так, только по линии Геологического комитета число партий с 7 (1918 г.) увеличилось до 57 (1928 г.). Гидрогеология вместе с другими науками была привлечена к обслуживанию разнообразных отраслей народного хозяйства. В связи с этим гидрогеологические работы в СССР к началу первых пятилеток приобрели совсем иной характер, сравнительно с предыдущим дореволюционным этапом. Большое значение получили гидрогеологические работы, организуемые для разрешения разнообразных задач, как-то: использование подземных вод для водоснабжения населенных мест и промышленных предприятий и создание многочисленных водопроводов; борьба с рудничными водами; изучение минеральных вод лечебного и промышленного значения; изучение режима грунтовых вод ирригационных районов; гидрогеологическое исследование районов строительства крупных гидротехнических сооружений и водохранилищ и т. д. Эти детальные работы доставили огромный материал по региональной гидрогеологии.

Развитие практических гидрогеологических работ было убедительным показателем широкого признания гидрогеологии как самостоятельной научной дисциплины, разрешающей ряд задач, важных для социалистического строительства и народного хозяйства страны.

Вскоре после Октябрьской революции (около 1925 г.) впервые было начато преподавание курса «Подземные воды СССР» на гидрогеологической специальности в Московской Горной академии (первые лекции этого курса прочитал проф. А. Н. Семихатов). Несколько позднее курс «Подземные воды СССР» начал преподаваться Н. Ф. Погребовым, а затем Д. И. Щеголевым в Ленинградском горном институте.

Региональные гидрогеологические исследования расширялись. Научное содержание их стало более целеустремленным и законченным. Среди работ, выполненных к началу первых пятилеток или в первые годы пятилеток, надо указать следующие: гидрогеологическое исследование Донецкого бассейна (Н. С. Токарев, Д. И. Щеголев и др.), в результате которого дана количественная оценка водных ресурсов сложного по геологическому строению крупнейшего промышленного района; гидрогеологическое исследование степных равнин Восточного Закавказья, осуществленное под руководством Ф. П. Саваренского и способствующее познанию гидрогеологии пустынно-степных равнин и методики гидрогеологических исследований орошаемых площадей; гидрогеологические исследования И. И. Никшича в районе Копет-Дага, в результате которых была открыта линия термальных источников; гидрогеологические исследования и описание отдельных районов Средней Азии, выполненные П. И. Бутовым, Е. В. Ивановым, О. К. Ланге и др.; гидрогеологическое

описание Украинского кристаллического массива Д. В. Соколова, а затем Б. Л. Личкова, ряд работ В. М. Даньшина, В. Г. Хименкова и Д. В. Соколова по артезианским водам района г. Москвы.

В этот же период появились первые сводки по гидрогеологии СССР. В 1922 г. появился в печати доклад М. М. Пригоровского «Артезианские воды на Русской равнине», затем в 1925 г. напечатана первая сводная работа А. Н. Семихатова «Артезианские и глубокие грунтовые воды Европейской части СССР».

В начале 30-х годов появляется первая оригинальная карта грунтовых вод Европейской части СССР, составленная В. С. Ильиным [1923]. На этой карте выделены гидрогеологические районы в зависимости от глубины залегания, состава, зональности грунтовых вод и геоморфологических данных. Разными авторами сопоставляются гидрогеологические карты для Украинской, Казахской, Узбекской ССР и других союзных республик. Публикуются в печати первые сводки по минеральным водам А. Д. Стопневича [1920] и под редакцией А. П. Герасимова [1920].

На Первом всероссийском геологическом съезде, созванном летом 1922 г., успешно работала гидрогеологическая секция под председательством Н. Ф. Погребова; здесь был зачитан ряд докладов о подземных водах Ленинградской области, Северного края и других районов.

В 1927 г. Геологический комитет приступает к систематическому составлению и опубликованию гидрогеологических очерков по районам СССР. Составляются сжатые описания артезианских бассейнов СССР. Появляются первые гидрогеологические очерки Казахстана (А. А. Козырев), Поволжья, Туркмении, Узбекистана, Минусинского края. С 1924 г. в Ташкенте в журнале «Вестник ирригации» и в «Материалах по гидрогеологии Средней Азии» печатаются статьи по региональной гидрогеологии (под редакцией О. К. Ланге).

Развитие региональной гидрогеологии в значительной степени стимулировалось крупными достижениями по изучению геологического строения СССР, в результате которых были составлены фундаментальные сводки по геологии и тектонике Европейской и Азиатской частей СССР В. А. Обручевым и А. Д. Архангельским, А. П. Карпинским, А. А. Борисяком. Эти сводки и новые геологические карты послужили основой для гидрогеологического районирования отдельных регионов Советского Союза.

Гидрогеологическая изученность территории СССР быстро возрастает. В начале 40-х годов издается первая сводка по ресурсам подземных вод под редакцией Ф. П. Саваренского [1932]. Публикуется ряд других сводных работ, из которых следует отметить работу А. Н. Семихатова «Подземные воды Европейской части СССР» [1934]. Эта книга явилась крупные вкладом в науку о подземных водах и долгое время служила единственным пособием по курсу «Подземные воды СССР». В капитальном труде А. Н. Семихатова были отчетливо показаны закономерности распределения подземных вод в зависимости от геологического строения, намечены контуры артезианских бассейнов, впервые осуществлено гидрогеологическое районирование артезианских вод. Вскоре (1935 г.) появляется сводное описание подземных вод СССР, составленное Н. Н. Славяновым.

В 1931 г. в Ленинграде созывается Первый всесоюзный гидрогеологический съезд, на котором в числе других работает секция региональной гидрогеологии. На этой секции и на пленарных заседаниях были заслушаны доклады по методическим вопросам и по гидрогеологии различных районов Европейской и Азиатской частей СССР. Часть докладов была опубликована в трудах съезда. Съезд имел огромное значение для дальнейшего развития региональной гидрогеологии.

В это же десятилетие составляются первые сводные карты — гидрогеологическая, минеральных вод СССР и гидрогеологического районир-

вания. Подводятся итоги по гидрогеологическому изучению ряда районов СССР и начинается издание серии томов «Гидрогеология СССР». Почти одновременно начинается издание крупных сводных работ из цикла «Геология СССР», в которые включаются также отдельные описания подземных вод соответствующих районов. Примерно в этот же период появились гидрогеологические описания ряда крупных районов СССР, как, например, гидрогеологические монографии А. А. Дубянского — по Воронежской области, Н. А. Плотникова—по Северо-Украинской артезианской мульде и Курской области, К. И. Макова — по Днепровско-Донецкому и Причерноморскому бассейнам, В. А. Жукова, С. В. Троянского, М. П. Толстого и Н. М. Бочкова — по артезианским водам Подмосковной палеозойской котловины; большое число гидрогеологических работ по Узбекской ССР — О. К. Ланге, Е. В. Иванова М. А. Шмидта, Г. И. Архангельского и других авторов; по Кузбассу — П. И. Бутова; по Западной Сибири — Я. С. Эдельштейна, М. И. Кучина; по Восточной Сибири — Н. С. Токарева.

Начатые в дореволюционное время И. Ф. Синцовым, Н. Соколовым, А. А. Штукенбергом, О. К. Ланге и другими учеными исследования подземных вод Бессарабии успешно продолжались в советское время Е. А. Гапоновым, Е. С. Буркссром и Е. Т. Малеванным.

Составляются сводные описания подземных вод для ряда районов Украины (В. И. Лучицкий, Б. Л. Личков, Е. А. Гапонов, Г. С. Буренин), Казахстана (Б. К. Терлецкий), Туркменистана (П. М. Васильевский), Донбасса (Д. И. Щеголев, Н. С. Токарев, Г. П. Синягин и др.).

Отдельно следует отметить результаты работ комплексных экспедиций Академии наук СССР в Кулундинской степи, Каракумах, в бассейне оз. Севан, в которых гидрогеологические материалы приобрели особое значение в сочетании с другими данными (о соленых озерах и засоленных почвах в Кулундинской степи, о водном балансе оз. Севан).

Работы по изучению минеральных вод к этому времени распространились на весь Советский Союз, охватили районы горных сооружений, в которых сосредоточены месторождения ценнейших минеральных вод (углекислых, сероводородных, радиоактивных и т. п.) и районы платформ (Русская платформа, Сибирская платформа, Западно-Сибирская низменность), где также изучено много минеральных источников, имеющих важное бальнеологическое значение. Наши познания обогатились сведениями о подземных водах глубоких пластов (на глубине 1000 *м* и более), вскрытых буровыми скважинами почти по всей территории СССР (главным образом в районах нефтяных месторождений). Глубокие высокоминерализованные воды морских осадочных толщ благодаря содержанию в них растворенных веществ — хлористого натрия, брома, йода и других компонентов — приобрели значение жидких полезных ископаемых.

Выявление широкого регионального распространения высокоминерализованных вод было одной из причин развития нового геохимического направления в гидрогеологии, в котором региональные гидрогеологические закономерности выясняются на основе представлений о формировании подземных вод. Развитие этого направления связано с проникновением геохимических идей в гидрогеологию. Здесь большая заслуга принадлежит акад. В. И. Вернадскому, который написал исследовательскую работу огромного значения по истории природных вод, вошедшую как раздел в его капитальный труд «История минералов земной коры». Почва для проникновения геохимических идей в региональную гидрогеологию была подготовлена рядом крупных обобщающих как теоретических, так и региональных работ по гидрогеологии.

Впервые в советской литературе понятие о процессах формирования химического состава подземных вод сформулировано В. А. Сулиным в связи с описанием подземных вод нефтяных месторождений СССР. Много для познания этих процессов сделали советские ученые-геохимики

и гидрогеохимики, из которых назовем А. Н. Бунеева, А. П. Виноградова, А. С. Уклонского, Е. С. Буркера и др. В региональную гидрогеологию представления о формировании подземных вод глубоко проникли благодаря ряду новейших работ Н. К. Игнатовича, А. М. Овчинникова, К. И. Макова, Н. Н. Славянова, М. С. Гуревича, И. К. Зайцева и других советских гидрогеологов.

Н. К. Игнатович, изучая подземные воды палеозоя Русской платформы, выявил закономерности распределения вод различной минерализации: хлоридных — высокоминерализованных, сульфатных вод средней минерализации и пресных гидрокарбонатных вод. Распределение этих типов вод он увязал с характером несущих воду геологических структур, с динамикой вод и степенью активности водообмена. Для освещения процессов формирования подземных вод Н. К. Игнатович анализировал геологическую историю местности, палеогеографические представления в комплексе с выяснением современной физико-географической обстановки. Таких же принципов придерживались К. И. Маков при изучении артезианских вод Причерноморской впадины и А. И. Силин-Бекчурин при изучении подземных вод Волго-Уральской области.

Работами А. М. Овчинникова и Н. А. Григорьева были освещены условия формирования минеральных вод Кавказа. В этом сложнейшем горном сооружении они впервые установили зональное распределение различных типов минеральных вод и подчеркнули в этой зональности отражение истории геологического развития и современной структуры Кавказа.

Н. И. Толстихин выделил провинции минеральных вод на территории СССР, увязав их распределение с геологическим возрастом и тектоникой региона.

О. К. Ланге, развивая идею о районировании грунтовых вод, высказанную еще В. С. Ильиным, разработал схему зонального распределения грунтовых вод на всей территории СССР по признакам главным образом питания и баланса вод. Г. Н. Каменский выделил зоны грунтовых вод СССР по особенностям их формирования. Н. И. Толстихин, развивая идеи М. И. Сумгина, А. В. Львова и др., составил сводную характеристику подземных вод мерзлой зоны земной коры.

В перечисленных работах был сформулирован ряд гидрогеологических закономерностей, отчетливо подтверждающих связь между распределением подземных вод и геологическими структурами. В настоящее время эта связь служит основой для выделения артезианских бассейнов и других гидрогеологических районов, а также для гидрогеологического районирования территории СССР в целом.

В период Великой Отечественной войны работа гидрогеологов была целиком подчинена интересам военного времени. В то же время продолжалось издание серий «Гидрогеология СССР» и «Геология СССР». Положено начало составлению сводной гидрогеологической карты СССР крупного масштаба и соответствующих гидрогеологических описаний листов этой карты и сводных обзоров.

Начиная с 1945 г., публикуется ряд крупных работ, обобщающих накопленные в области региональной гидрогеологии сведения. Таковы работы Н. К. Игнатовича, А. И. Силина-Бекчурина, К. И. Макова, М. А. Галъского, Т. П. Афанасьева по Европейской части СССР; работы по грунтовым водам СССР О. К. Ланге, Г. Н. Каменского; по грунтовым водам Средней Азии — В. Н. Кунина, О. К. Ланге; по минеральным водам — Н. И. Толстихина, А. И. Дзенс-Литовского, Н. А. Григорьева и ряд других. В трудах Лаборатории гидрогеологических проблем и других изданиях публикуются интересные сообщения теоретического характера. Продолжается подведение итогов по отдельным районам СССР и составление листов гидрогеологической карты СССР. Заканчивается опубликование некоторых трудов серии «Гидрогеология СССР».

Именно в этот период получает широкое развитие изучение подземных вод наиболее глубоких частей артезианских бассейнов, чему способствует совершенствование техники бурения, глубоко и всесторонне разрабатывается проблема: вода—нефть—газ — геологическая обстановка.

В результате обобщения большого фактического материала коллективом ВСЕГЕИ под руководством М. С. Гуревича и И. К. Зайцева составлены и опубликованы гидрохимическая карта подземных вод Сибири [1956] и гидрохимическая карта СССР [1958] с пояснительными к ним записками.

Грандиозные проблемы, поставленные Коммунистической партией и Советским правительством по освоению целинных земель, по обводнению засушливых и пустынных областей Союза, по строительству гидростанций, промышленных предприятий и др., возложили на региональную гидрогеологию ответственную и почетную задачу — выявить новые ресурсы подземных вод, дать прогноз их распределения в малоизученных районах.

ГЛАВА II

ФОРМИРОВАНИЕ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Разнообразие подземных вод по химическому составу и физическим свойствам, зональное их распределение в земной коре и видоизменения этой зональности на территории страны — все это является результатом исторически развивающихся процессов: возникновения вод в толщах горных пород, преобразования их состава под влиянием взаимодействия с породами и жизнедеятельности организмов, перераспределения вод разного состава вследствие различных форм их движения.

Процессы формирования подземных вод протекают в различных сочетаниях и последовательностях, что определяется совокупностью различных факторов: особенностями геологических структур, историей их развития, характером осадконакопления, в том числе соленакопления и диагенеза, геотермикой земной коры, биохимическими и радиоактивными процессами, вулканизмом и метаморфизмом, физико-географическими условиями (климат, формы рельефа поверхности, почвенный и растительный покров), выветриванием и, наконец, деятельностью человека.

Характерные сочетания и последовательность процессов формирования подземных вод определяются прежде всего различными источниками образования подземных вод, из которых основными являются:

1) инфильтрационные воды атмосферного происхождения, а также конденсационные воды;

2) воды древних морей, лагун, озер и других водоемов, покрывающих в прошлом участки современной суши, накопляющиеся в осадочных толщах в процессе осадкообразования и последующего диагенеза осадков, а также непосредственно проникающие в породы берегов и дна водоемов;

3) воды, возникающие на участках магматической деятельности при охлаждении магмы и при метаморфизме горных пород.

В соответствии с источниками возникновения подземных вод процессы их формирования протекают в различных сочетаниях, образуя различные генетические циклы, как, например: 1) инфильтрационные, 2) осадочные, 3) магматические и метаморфические.

В зависимости от характера и последовательности генетических процессов можно различать подземные воды относительно «однородного» генезиса, когда в их образовании участвуют одного рода первоисточники таковы, например, грунтовые и артезианские воды, образующиеся в результате инфильтрации атмосферных осадков.

Более сложный генезис имеют подземные воды, когда в ходе геологической истории в одной и той же структуре происходит смена вод различного происхождения. Например, вода в морских осадках впервые накапливается в процессе их отложения (в виде так называемой седиментационной воды), затем она подвергается вместе с осадками воздействию процессов диагенеза. При отступании моря на освобождающихся участках суши начинают развиваться инфильтрационные процессы, при

этом первоначально образовавшиеся воды морского происхождения замещаются и частично смешиваются с инфильтрационными. В ходе геологической истории данного участка суши это замещение может достигнуть различных стадий. В результате создаются разнообразные по химическому составу воды, распределение которых приобретает различные формы гидрохимической зональности. Еще более сложная последовательность генетических процессов создается в районах магматических очагов, где в подземные воды, сформировавшиеся ранее при участии процессов инфильтрационного и осадочного циклов, внедряются воды и газы магматического и метаморфического происхождения.

Переходя к рассмотрению отдельных этапов формирования подземных вод в морских осадках, приходится отметить большие трудности в разрешении этой проблемы, создающиеся из-за недостаточной освещенности ряда вопросов: о составе вод древних морских бассейнов, покрывающих в прошлом участки современной суши, об изменениях морских вод в осадках в процессе их диагенеза и эпигенеза, о формах миграции вод и солей в породах.

Состав вод морских бассейнов прошлого до некоторой степени выясняется при сравнительном изучении фациального характера древних и современных осадков в сочетании с исследованием гидрохимии современных морских и других водоемов. Разнообразие фациального характера морских осадочных пород, распространенных на территории СССР, показывает, что на различных участках этой территории в прошлом были различные морские водоемы: открытые моря с водой нормальной солености (нормальной для данного геологического времени), опресненные и осолоненные внутриконтинентальные моря и лагуны.

На такие же группы подразделяются и современные морские бассейны, включая и океаны. Однако в отношении химического состава вод отмеченная аналогия современных и древних морских водоемов может применяться лишь весьма относительно.

В современных открытых морях морская или океаническая вода имеет нормальную соленость около 3,5%. Солевой состав нормальной морской воды следующий (табл. 1).

Таблица 1

Химический состав морской воды

Компоненты	*г/л*	*мг-экв*	% *экв*
Na	10,795	469,35	77 9
K	0,448	11,46	1,9
Mg	1,255	103,18	17,1
Ca	0,374	18,66	3,1
		602,65	100,0
Cl	19,432	548,00	90,9
SO_4	2,574	53 59	8,9
HCO_3	0,065	1,06	0,2
		602,65	100,0

Характерно присутствие в морской воде хлоридов магния наряду с NaCl, что определяет тип морской воды, как хлоридный магниево-натриевый.

В замкнутых усыхающих бассейнах-лагунах, в которых вода достигает предельной концентрации для значительной части растворенных в ней солей, сначала выпадают карбонаты, а затем сульфаты кальция

в виде гипса (при возрастании концентрации в 6—7 раз), при увеличении концентрации в 10 и более раз осаждается NaCl. Далее из раствора выпадают KCl, $MgSO_4$. В воде повышается относительное содержание $MgCl_2$. Возникают реакции взаимодействия:

1) реакция Гайдингера: $2CaCO_3 + MgSO_4 = CaMg(CO_3)_2 + CaSO_4$

2) реакция Курнакова: $2Ca(HCO_3)_2 + MgCl_2 = CaMg(CO_3)_2 + CaCl_2 + 2H_2O + 2CO_2$.

Важным результатом выпадения некоторых солей из морской воды вместе с повышением общей минерализации и изменением комплекса растворенных солей является повышение содержания так называемых микроэлементов — йода, брома, бора и др. В современной морской или океанической воде, где указанные элементы всегда присутствуют, содержание Br довольно постоянно (около 65 *мг/л*), а содержание I не превышает 7 *мг/л*. В водах же осолоненных водоемов содержание Br достигает сотен миллиграммов на литр.

Соотношение концентрации Br и Cl характеризует воды различного генезиса, на что обратил внимание А. П. Виноградов. В морской воде нормальной солености отношение Cl : Br (хлорбромный коэффициент) равно 300. В реликтовых водах этот коэффициент менее 300. В водах, обогащенных хлористыми солями за счет растворения каменной соли, отношение Cl : Br доходит до 1000 и более, так как в каменной соли относительное содержание Br очень мало.

Во внутриконтинентальных бассейнах с сильно развитой береговой линией при отсутствии связи с океаном вода в процессе ее концентрации под влиянием испарения метаморфизуется вследствие взаимодействия приносимого реками терригенного коллоидного материала с морской водой в виде процессов обменной адсорбции, возникающих при поступлении этого материала в море.

На суше коллоидные частицы, соприкасаясь с водами, содержащими преимущественно ионы кальция, адсорбируют последний. В море они попадают в иную водную среду, в которой преобладающими в растворе являются ионы натрия. Вследствие этого совершается обменная адсорбция по реакции:

$$2NaCl + Ca\ (\text{коллоидные частицы}) = CaCl_2 + Na_2\ (\text{коллоидные частицы})$$

Кальций переходит в воду, которая с течением времени постепенно обогащается кальцием.

Первоначально в присутствии $MgSO_4$ происходит взаимодействие последнего с $CaCl_2$, ведущее к образованию гипса, который, достигая предельной концентрации, выпадает частью из раствора в осадок.

$$CaCl_2 + MgSO_4 \rightarrow \underset{\text{осадок}}{\downarrow CaSO_4} + MgCl_2.$$

В дальнейшем происходит выпадение магния.

$$MgCl_2 + Ca\ (\text{мицелла}) \rightarrow CaCl_2 + Mg\ (\text{мицелла}).$$

С течением времени сульфат магния полностью расходуется, и после этого в воде начнет накапливаться $CaCl_2$.

Этот процесс был воспроизведен в лаборатории А. Н. Бунеевым в виде опытов по взаимодействию терригенной глины с морской водой, а также Н. В. Тагеевой, исследовавшей взаимодействие илистых осадков из пресноводных водоемов с морской водой. Процессы метаморфизации морской воды наблюдаются в настоящее время в соленых континенталь-

ных озерах, связанных с морем и находящихся в условиях теплого сухого климата.

Выявление лагунных фаций среди осадочных пород различного геологического возраста указывает на широкое распространение в соответствующие геологические эпохи замкнутых морских бассейнов с высококонцентрированной водой, из которой происходило осаждение гипсово-ангидридовых осадков, поваренной и калийных солей.

Воды древних бассейнов имеют большое значение для образования высокоминерализованных подземных вод.

Изложенные выше сведения указывают на большое разнообразие возможного состава вод, которые накапливались в осадках, отлагающихся на дне древних морских бассейнов. Образовавшаяся таким путем вода называется седиментационной или иловой, водой С момента отложения осадка эта вода вступает в стадию диагенеза, превращающего осадок в горную породу. При этом происходит образование новых минералов, перераспределение и перекристаллизация вещества осадка, его уплотнение.

Н. М. Страхов [1954] обращает внимание на важную роль воды в процессе диагенеза морских осадков. Вода, взаимодействуя с веществом осадка, участвует в этих процессах и состав ее подвергается также тем или иным изменениям. Вода иловых осадков, богатых микроорганизмами и органическим веществом, обладает повышенным содержанием растворенной органики и вследствие этого повышенной окисляемостью. Содержащийся в осадках свободный кислород относительно быстро расходуется на окислительные процессы и исчезает из раствора. Окислительная среда самых верхних слоев осадка сменяется уже на небольшой глубине восстановительной Это отмечается изменением с глубиной окислительно-восстановительного потенциала Eh от положительных значений до отрицательных.

В слоях, лишенных кислорода, большое значение для преобразования состава воды приобретает развитие анаэробных бактерий, восстанавливающих сульфаты. Сульфатредуцирующие бактерии, использующие для своей жизнедеятельности кислород сульфатов, разлагают их с образованием CO_2 и H_2S. Этот процесс выражается в виде следующей реакции:

$$RSO_4 + 2C = RS + 2CO_2$$

$$\text{и } RS + H_2O + CO_2 = RCO_3 + H_2S,$$

где R — Ca, Mg, Na_2.

В результате этого процесса вода морских осадков нередко содержит сероводород, в то же время концентрация сульфатов в ней значительно снижается.

Для конкретного выяснения характера изменения воды в осадочных образованиях в процессе их диагенеза могло бы служить непосредственное исследование вод современных осадков на дне морей и других водоемов. Правда, пока данные такого рода очень ограниченны и неполны по количеству определяемых в водах компонентов, но все же и они показывают, что уже в самых верхних слоях осадков состав заключенных в них вод отличен от состава придонной морской воды.

С. В. Бруевич и В. Г. Виноградова, изучая запасы биогенных элементов в грунтах дна моря, установили значительное накопление в грунтовых растворах (особенно извлеченных из илов) органического вещества, фосфора, азота, кремния, железа. Для иловых вод установлена также повышенная щелочность, указывающая на обогащение их карбонатами. В среднем щелочность грунтовых растворов Каспийского моря 15—18 *мг-экв,* а придонной воды моря — 3,7 *мг-экв.* Интересны данные о вертикальном распределении содержания хлора в грунтовых растворах Содержание хлора в грунтовом растворе проб (10 *см* верхнего слоя

грунта), по данным указанных выше авторов, отвечает средней солености придонных вод за весьма продолжительное время, величина которой испытывает колебания сезонные и многолетние. При этом часто грунтовый раствор обладает бóльшей соленостью, чем придонная вода, что авторы ставят в связь с тенденцией грунтов, особенно легко промываемых, к аккумулированию наиболее тяжелых придонных вод.

Среди форм взаимодействия вод и осадков следует отметить процессы обменной адсорбции, на роль которых в данной стадии формирования вод обращает внимание Н. В. Тагеева [1954]. В осадках, образующихся из терригенного материала, вносимого в море с окружающей суши, преобладают адсорбированные ионы кальция, в морской же воде, пропитывающей осадки, преобладает натрий. Поэтому реакция обменной адсорбции протекает в данном случае в следующем виде:

$$Na_2\,(\text{раствор}) + Ca\,(\text{коллоидный осадок}) \rightleftarrows$$
$$Ca\,(\text{раствор}) + Na_2\,(\text{коллоидный осадок}).$$

В морских осадках эта реакция направлена вправо, т. е. ведет к увеличению содержания в воде кальция, а в осадке — адсорбированного натрия. Другого рода обменные химические реакции происходят в связи с образованием минералов, в состав которых входят растворенные в воде элементы.

На более поздних стадиях диагенеза существенное значение, по-видимому, имеют процессы превращения органического вещества осадков, определяющиеся образованием газов, что, как полагают, может быть одной из причин повышения минерализации вод. Из илистых осадков часть воды мигрирует в более проницаемые слои осадочных толщ, насыщенные измененными диагенезом седиментационными водами.

Остановимся на образовании подземных вод путем непосредственного проникновения вод морских и других водоемов в проницаемые породы берегов и дна их. Возможность такого проникновения подтверждается непосредственными наблюдениями по берегам современных морей и на островах. Здесь, как и в современных осадках на дне моря, проявляется способность более тяжелых соленых вод погружаться в глубину и вытеснять из породы менее минерализованные воды; в результате в проницаемых породах накапливаются наиболее минерализованные воды. Морские воды при трансгрессиях моря, проникая в размываемые берега, вытесняют образовавшиеся ранее на суше пресные инфильтрационные подземные воды. Высокоминерализованные рассольные воды осолоненных лагун, как наиболее тяжелые, с удельным весом до 1,20 и более, проникая в породы, вытесняют не только пресные, но и соленые подземные воды, образовавшиеся ранее.

Проникновение в глубину вод древних морских и лагунных бассейнов должно было сопровождаться соответствующими формами взаимодействия с породами наряду с замещением ранее существовавших менее минерализованных подземных вод. Одной из вероятных форм этого взаимодействия является обменная адсорбция, идущая по схеме, приведенной выше. Проникающая в породы морская вода богата растворенным Na, а породы, содержащие пресные воды, богаты адсорбированным Ca. В результате вода обогащается Ca, что приводит к изменению соотношений растворенных ионов.

ФОРМИРОВАНИЕ ПОДЗЕМНЫХ ВОД АРТЕЗИАНСКИХ БАССЕЙНОВ

Новый этап гидрогеологической истории освобождающихся от моря (и других крупных водоемов) участков суши связан с инфильтрацией атмосферных вод и замещением ранее образовавшихся вод. Этот этап особенно интересен для выяснения формирования артезианских бассей-

нов и постепенного размещения в них подземных вод различного состава, т. е. формирования гидрохимической зональности бассейнов.

Инфильтрационная атмосферная вода, погружаясь в глубокие артезианские пласты, встречает на своем пути ранее образовавшиеся воды, сохранившиеся в породах после отступления моря, и вовлекается в процесс медленной миграции и замещения вод первичной генерации. Этот процесс, протекающий в течение длительного геологического времени, ведет к постепенному размещению вод разного состава, что в целом составляет процесс гидрогеологического развития артезианского бассейна, являющийся отражением его тектонической и геоморфологической расчлененности.

Каждый из артезианских бассейнов территории СССР представляет собой сложную гидродинамическую систему с неравномерным распределением участков питания и разгрузки, причем соотношения тех и других могут быть самыми различными. В простейшем случае область питания находится на одной стороне бассейна, а область разгрузки — на противоположной. При этом токи артезианской воды, направляясь от области питания, пронизывают более или менее равномерно весь бассейн.

В большинстве случаев, однако, вследствие эрозионной и тектонической расчлененности артезианского бассейна, в нем образуется более сложное и неравномерное распределение областей питания и стока. Течения артезианских вод при этом распределяются по интенсивности неравномерно и приобретают сложные очертания в виде систем кривых линий токов. Наиболее интенсивные течения создаются между наиболее сближенными участками питания и разгрузки и в местах развития более проницаемых пород. Эти сближенные участки оказываются иногда расположенными на одной и той же стороне артезианского бассейна. В таком случае интенсивными течениями подземной воды будет охвачена лишь прилегающая к данной стороне краевая зона бассейна. Двигаясь к более отдаленным областям разгрузки, находящимся по другую сторону бассейна, артезианские воды должны будут преодолевать значительно большее сопротивление, и скорости их течения будут весьма замедленными.

Различные части артезианских бассейнов находятся в различных стадиях процесса замещения, что зависит от геологического возраста артезианских бассейнов, от их тектоники, состава пород, топографических условий, от минерализации вод. В некоторых артезианских бассейнах лишь краевые зоны (прилегающие к области питания) охвачены проникновением инфильтрационных вод и соответствующим опреснением бассейна, а иногда почти совсем еще не затронуты опреснением (Прикаспийская впадина). Другие бассейны опреснены в значительной мере, и лишь участки их, неблагоприятные для циркуляции и проникновения инфильтрационных вод, сохраняют древнюю высокоминерализованную соленую воду. Наконец имеются артезианские пласты, в которых полностью произошло замещение первичных соленых вод инфильтрационными пресными (артезианский бассейн Днепровско-Донецкой впадины в части третичных, меловых и юрских отложений).

В процессе замещения древних соленых вод пресными инфильтрационными водами, взаимодействующими с горными породами, происходит формирование новых типов вод, размещающихся в промежуточной зоне между зоной древних соленых вод и зоной пресных инфильтрационных вод. При замещении соленых вод пресными в породах создается нарушение относительного геохимического равновесия, которое до того установилось между породами и древними солеными водами. Коллоиды осадочных пород, содержащие соленую воду, обычно насыщены по преимуществу ионами натрия. Пресная инфильтрационная вода, наоборот, содержит преимущественно ионы кальция. Поэтому после вытеснения соленой воды ионы кальция инфильтрационной воды в процессе обмен-

ной адсорбции становятся на место ионов натрия поглощающего комплекса пород, а освобожденные ионы натрия переходят в раствор:

$$Ca(HCO_3)_2 + Na_2 \text{ (осадочная порода)} =$$
$$= 2NaHCO_3 + Ca \text{ (осадочная порода)}.$$

В результате формируется вода гидрокарбонатного натриевого типа.

В присутствии гипсов этот процесс осложняется поступлением в раствор сульфата кальция; взаимодействие сульфата кальция с гидрокарбонатами натрия приводит к образованию сульфатов натрия и в целом к формированию сульфатных натриево-кальциевых вод. Последние иногда при наличии органических веществ подвергаются восстановлению с образованием углекислых солей и сероводорода, что ведет к дальнейшему изменению состава вод и к формированию щелочных вод. В соленосных породах образуются при этом хлоридные натриевые воды, тоже соленые, как и воды морского генезиса, но отличающиеся солевым составом и особенно микрокомпонентами, в частности относительно малым содержанием брома в них. Коэффициент $Cl : Br > 300$ и достигает 1000 и более, а отношение $Na : Cl$ близко к единице.

При использовании хлорбромного коэффициента для различных генетических построений и выводов следует учесть опыт его изучения в *Волго-Камском артезианском бассейне. По данным В. А. Кротовой [1956]*, в этом бассейне установлены следующие закономерности: 1) величина хлорбромного коэффициента является функцией глубины, степени раскрытости недр и фактора времени, 2) хлорбромный коэффициент уменьшается в направлении от зоны свободного водообмена к зоне весьма затрудненного водообмена, 3) с увеличением глубины хлорбромный коэффициент уменьшается, 4) он уменьшается также от областей питания и неглубокого залегания водоносных горизонтов в направлении их погружения в Предуральском прогибе и Прикаспийской впадине, 5) подземные воды с хлорбромным коэффициентом менее 300 повсеместно распространены в Волго-Камском бассейне на глубинах свыше 1000—1500 *м*, 6) воды с хлорбромным коэффициентом свыше 300 распространены в верхних горизонтах артезианских вод и в грунтовых водах, 7) наличие подземных вод с низким хлорбромным коэффициентом на отдельных аномальных участках в верхней зоне свидетельствует о подтоке их с глубины, 8) характерные величины хлорбромного коэффициента уменьшаются в направлении от пермских водоносных горизонтов к девонским, смещаясь в ту или иную сторону в зависимости от степени раскрытости структур и глубины залегания водоносных горизонтов, 9) воды девонских горизонтов Волго-Камского артезианского бассейна в районах нефтяных месторождений характеризуются близкими значениями хлорбромного коэффициента, обычно не выходящими за пределы 150—180, 10) накопление брома и хлоридов кальция — взаимосвязанный процесс, сопровождающийся уменьшением отношения $\frac{Na}{Cl}$, 11) изучение распределения различных показателей хлорбромного коэффициента в артезианском бассейне является одним из вспомогательных способов выявления путей миграции подземных вод и установления причин возникновения некоторых гидрохимических аномалий, 12) значения хлорбромного коэффициента закономерно, зонально изменяются, находясь в парагенетической связи с концентрацией и составом подземных вод.

Описанные на предыдущих страницах процессы имеют своим последствием характерное распределение вод различного состава в артезианском бассейне, что проявляется в виде гидрохимических зон. В краевой части бассейна, начиная непосредственно от области питания, располагаются зоны маломинерализованных инфильтрационных вод, обычно гидрокарбонатного кальциевого типа. Далее следует зона гидрокарбонат-

ных натриевых или сульфатных натриево-кальциевых вод. За ней идет переходная зона смешанных гидрокарбонатно-хлоридных натриевых вод или сульфатно-хлоридных вод и, наконец, зона хлоридных вод, представляющая собой область древних высокоминерализованных вод бассейна.

Маломинерализованные воды в верхних артезианских горизонтах образуются также при наличии их связи с поверхностью (при несовершенности водоупорной кровли) во внутренних частях бассейна. Вверху мы имеем зону более или менее интенсивной циркуляции инфильтрационных атмосферных вод. Здесь создается окислительная обстановка, характерны газы вод верхней зоны — кислород, часто присутствует углекислота при преобладании азота (вместе с редкими газами). Содержание кислорода, расходуемого на окисление, постепенно уменьшается сверху вниз, а азот воздушного происхождения остается. В противоположность этому в более глубоких зонах мы имеем восстановительную обстановку, в которой в результате биохимических и других процессов воды обогащаются метаном и другими углеводородами, сероводородом, углекислотой.

Примеры зонального распределения химических типов вод в артезианских бассейнах отмечены в ряде мест СССР и за границей. Характерными примерами являются: Московский артезианский бассейн, Причерноморский бассейн, Терско-Кумский бассейн Предкавказья, описанный С. А. Шагоянцем, Западно-Сибирский — М. С. Гуревичем, из зарубежных примеров можно указать артезианский бассейн прибрежных равнин Виргинии (США), описанный Седергольмом.

ФОРМИРОВАНИЕ ГРУНТОВЫХ ВОД

В формировании грунтовых вод преобладающее значение имеет инфильтрация атмосферных осадков, а в некоторых местах — поглощение вод поверхностного стока и перелив подземных вод из более глубоких водоносных горизонтов. В некоторых же районах в образовании грунтовых вод, по-видимому, принимают участие и конденсационные воды. Морские воды пополняют запасы грунтовых вод лишь в особых условиях: по берегам морей и частично на участках суши, недавно освободившихся от моря (например, Прикаспийская низменность). В последнем случае формирование грунтовых вод является результатом сложного комплекса процессов: в начале процессов осадочного цикла, связанных с отложением морских осадков и накоплением в них морских вод, их метаморфизацией в процессе диагенеза и взаимодействия с породами; затем процессов постепенного замещения вод морского происхождения и выщелачивания ионно-солевого комплекса водоносных пород.

Формирование грунтовых вод начинается с инфильтрации атмосферных осадков и поверхностных вод суши. В пределах водоносного слоя инфильтрация переходит в подземный сток, который осуществляется в виде различных подземных потоков (пластовых, карстовых, трещинных). Процесс подземного стока может идти различными путями в зависимости от геологического строения, от рельефа и условий дренирования водоносных толщ и от климата, определяющего интенсивность питания грунтовых вод, интенсивность их стока и расходования на испарение.

В зависимости от перечисленных природных факторов и процессы формирования грунтовых вод развиваются тоже в различных сочетаниях и последовательностях. В условиях влажного климата подземный сток, возникающий в результате инфильтрации атмосферных осадков, заканчивается относительно недалеко от области питания выходов источников. Развивающиеся при этом гидрогеохимические процессы преимущественно представлены различными формами выщелачивания горных пород,

поэтому формирующиеся воды могут быть названы *грунтовыми водами выщелачивания*. В условиях сухого, теплого климата на равнинах со слаборазвитой дренирующей эрозионной сетью подземный сток развивается в ограниченном размере, а на бессточных участках совсем отсутствует, причем грунтовые воды в значительной мере расходуются на испарение, что приводит к развитию процессов континентального засоления. Формирующиеся при этом воды могут быть названы *грунтовыми водами континентального засоления*.

Географическое распределение грунтовых вод по их условиям формирования и химическому составу подчиняется естественноисторической зональности, установленной В. В Докучаевым для почв, растительности и процессов выветривания Вопрос о зональности грунтовых вод рассмотрен в ряде работ русских и советских ученых, в числе которых мы можем назвать П. В. Отоцкого, В. С. Ильина, Ф. П. Саваренского, О. К. Ланге, Г. А. Максимовича, И. В. Гармонова и др. В зависимости от соотношения количества атмосферных осадков и испарения, определяющих отмеченные выше два основных типа формирования грунтовых вод, намечаются и две основные зоны: 1) грунтовых вод выщелачивания и 2) грунтовых вод континентального засоления.

Грунтовые воды выщелачивания. Химический состав грунтовых вод выщелачивания весьма разнообразен. Одна из задач региональной гидрогеологии — выяснение зональных закономерностей формирования вод, а также роли местных особенностей состава горных пород, обусловливающих интразональные участки вод специфического состава. Группа хлоридных вод среди грунтовых вод выщелачивания имеет ограниченное распространение, так как эти воды генетически связаны с месторождением каменной соли или с соленосными отложениями, залегание которых имеет локальный характер Высокоминерализованные соленые воды и рассолы обычно присутствуют в породах кровли соляных месторождений. Например, в кровле Соликамского соляного месторождения глинисто-мергелистая толща кунгура, мощностью в несколько десятков метров, насыщена хлоридными натриевыми водами, которые внизу, близ границы соляной залежи, достигают концентрации рассолов. Вверху хлоридные воды сменяются менее концентрированными сульфатно-хлоридными и ближе к поверхности хлоридно-сульфатно-карбонатными и даже совсем пресными гидрокарбонатными водами.

Как увидим ниже, хлоридные грунтовые воды более широко распространены в областях континентального засоления.

В областях развития гипсоносных пород встречаются грунтовые воды с повышенным содержанием сульфатов, иногда представляющие собой довольно концентрированные растворы сульфатов кальция с минерализацией до 3—5 *г/л*. Сульфатный характер минерализации заметен даже в речных водах, питающихся грунтовыми водами.

На участках древней суши длительные процессы выщелачивания пород в условиях влажного климата приводят к более или менее полному удалению легко растворимых солей; при этом в формировании химического состава грунтовых вод ведущее значение приобретает медленное выщелачивание малорастворимых солей, вновь и вновь возникающих при выветривании горных пород. В результате происходит формирование гидрокарбонатных вод: преимущественно гидрокарбонатных кальциевых, гидрокарбонатных кальциево-магниевых, отличающихся, в виду малой растворимости данных солей, невысокой минерализацией — в среднем 300—500 *мг/л* и не выше 1000 *мг/л*.

Процесс выветривания пород в условиях интенсивной постоянной циркуляции маломинерализованных атмосферных вод приводит к гидролизу и разложению сложных минеральных солей (алюмоферрисиликатов), окислению ряда минералов (например, сульфидов) и выносу инфильтрационными токами растворимых продуктов выветривания.

В зоне подзолистых или лесных почв в условиях избыточного увлажнения разложение растительных остатков ведет к образованию органических веществ кислотного характера. Создающаяся при этом кислая среда и нисходящие токи просачивающейся сверху воды способствуют энергичному разложению минеральных составных частей почвы и горных пород. В таких условиях нисходящие инфильтрационные токи выщелачивают из почв не только легко растворимые хлоридные и сульфатные соли, но и карбонаты кальция и магния и даже окислы (Fe_2O_3, Al_2O_3). Выщелачиваемые соли и частично железо в виде закисных солей выносятся грунтовыми потоками в реки.

При выветривании полевых шпатов в присутствии CO_2 и H_2O образуются карбонаты щелочей:

$$Na_2Al_2Si_6O_{16} + 2H_2O + CO_2 = Na_2CO_3 + H_2Al_2Si_2O_4 + H_2O + 4SiO_2.$$

Щелочные воды, формирующиеся в результате выщелачивания в условиях более или менее значительного притока атмосферных вод, обычно не достигают большой концентрации, хотя карбонаты щелочей способны растворяться в воде с образованием высокоминерализованных растворов.

Концентрированные щелочные воды формируются, как увидим ниже, главным образом при участии процессов катионного обмена, при последовательных сменах континентального засоления рассолением, а также в процессе замещения соленых артезианских вод инфильтрационными водами при взаимодействии последних с морскими осадочными породами и, наконец, в районе магматических очагов при воздействии большого количества углекислоты на горные породы. Сравнительно ограниченное распространение щелочных вод такого происхождения объясняется способностью карбонатов щелочей вступать во взаимодействие с некоторыми другими солями, например с сульфатами Ca:

$$CaSO_4 + 2Na(HCO_3)_2 = Na_2SO_4 + Ca(HCO_3)_2.$$

В результате этой реакции гидрокарбонатная натриевая вода превращается в сульфатную натриевую или гидрокарбонатно-сульфатную натриевую.

Широко распространены в природе процессы выветривания, связанные с окислением сернистых соединений (сульфидных минералов) как например пирита (FeS_2), встречающегося в рассеянном виде в различных горных породах или сосредоточенного в сульфидных месторождениях, в которых распространены также другие сульфидные минералы: халькопирит ($CuFeS_2$), сфалерит (ZnS), галенит (PbS).

При доступе кислорода воздуха или инфильтрационной атмосферной воды, богатой кислородом, происходит окисление серного колчедана с образованием свободной серной кислоты и сульфатов железа:

$$FeS_2 + 7O + H_2O = FeSO_4 + H_2SO_4.$$

Сульфат железа или железный купорос, испытывая дальнейшее окисление под воздействием O_2 и H_2O, образует сульфат окиси железа и гидрат окиси железа:

$$12FeSO_4 + 3O_2 + 3H_2O = 4Fe_2(SO_4)_3 + 2Fe_2O_3 \cdot 3H_2O.$$

Возникающая при окислении пирита свободная серная кислота растворяет карбонат кальция пород с образованием сульфата кальция и свободной углекислоты:

$$H_2SO_4 + CaCO_3 = CaSO_4 + CO_2 + H_2O.$$

Этот процесс, имеющий широкое региональное значение, ведет к накоплению сульфатов в подземных водах. Особенно значительные размеры это явление приобретает в зоне окисления месторождений суль-

фидных руд, где образуются кислые или купоросные воды с высоким содержанием свободной серной кислоты и сульфатов тяжелых металлов. Нередки случаи образования сульфатных и кислых вод в болотных массивах, где могут присутствовать органические кислоты и в известных условиях (например, при осушении) происходит окисление сернистых соединений, часто присутствующих в торфяниках и болотных грунтах.

Формулируя основные отличия грунтовых вод выщелачивания, мы можем охарактеризовать зону их распространения как область более или менее интенсивного химического выноса, осуществляющегося в процессе выветривания и выщелачивания горных пород.

Зона грунтовых вод выщелачивания географически примерно соответствует территории зон тундры, тайги, лесостепи и частью степи. На переходе к сухой степи или полупустыне интенсивность грунтового стока ослабевает, но одновременно возрастает его химическая насыщенность: повышается общая минерализация грунтовых вод, среди которых встречаются жесткие карбонатные и сульфатные воды и даже пятнами — хлоридные, относящиеся уже к типу грунтовых вод континентального засоления.

Грунтовые воды континентального засоления. В условиях недостаточного увлажнения на равнинных пространствах сухих степей, полупустынь и пустынь вследствие интенсивного испарения, малого количества атмосферных осадков и слабого естественного дренажа создаются условия, малоблагоприятные для подземного стока; также слабо здесь развит поверхностный сток. Для таких районов в расходной части баланса грунтовых вод при небольшой их глубине преобладает испарение, под влиянием которого в почве создаются в засушливые периоды восходящие капиллярные токи, преобладающие над инфильтрацией. Инфильтрация развивается здесь лишь временно в местах, особо благоприятных для скопления атмосферных вод и для их просачивания в глубину. Такими местами являются в степных равнинах пониженные участки — лиманы и блюдца, где могут скопляться воды поверхностного стока, а также участки хорошо дренируемые, сложенные проницаемыми породами и с достаточно глубоким положением зеркала грунтовых вод. Отмеченные выше соотношения особенностей питания, стока и испарения на равнинах в условиях теплого сухого климата приводят к формированию грунтовых вод континентального засоления. В этих условиях для формирования грунтовых вод имеют важнейшее значение следующие процессы:

1. Повышение концентрации воды и почвенных растворов вследствие испарения.

2. Выщелачивание растворимых солей из засоленных почв (солончаков в особенности).

3. Физико-химические процессы обменной адсорбции между водами и засоленными почвами.

При испарении происходит не только общее повышение концентрации растворенных в воде солей, но и существенная метаморфизация солевого комплекса воды, вследствие постепенного выпадения из раствора менее растворимых солей: сначала карбонатов Ca и Mg, затем сульфата Ca Хлористые же соли, как наиболее растворимые, остаются в растворе, постепенно повышая свою концентрацию и приобретая доминирующее значение в солевом составе воды. В результате вода превращается сначала в сульфатную, затем в сульфатно-хлоридную и, наконец, в хлоридную, достигая при этом нередко концентрации рассолов (свыше 50 *г* на 1 *л*).

Нарастание концентрации ионов и изменение их процентного соотношения в воде влечет за собой нарушение равновесия с коллоидами грунтов и почв. В незасоленных грунтах и почвах степных областей, как известно, в поглощенном комплексе преобладает кальций. При высоких концентрациях грунтовых вод и почвенных растворов, образую-

щихся при засолении, доминирующее значение среди растворенных катионов приобретает натрий. В результате нарушается соотношение между растворенными и адсорбированными катионами, установившееся до засоления. Натрий вытесняет из поглощающего комплекса кальций, который в свою очередь переходит в раствор.

В результате этого процесса почвы обогащаются адсорбированным натрием, что характерно для засоленных почв. Вода же обогащается Ca, что приводит к соответствующему изменению соотношения растворенных ионов. Вода приобретает хлоридный магниево-натриевый и даже хлоридный кальциево-натриевый тип минерализации. Те и другие типы вод встречаются нередко среди высокоминерализованных грунтовых вод континентального засоления.

При накоплении в почвах большого количества легко растворимых солей (NaCl, $MgCl_2$, $MgSO_4$, $CaSO_4$, Na_2SO_4, Na_2CO_3 и др.) последние превращаются в солончаки.

Направление гидрогеохимических процессов в засушливых равнинах изменяется, если в ходе геологического развития страны изменяются условия питания и стока вод в связи с тектоническими движениями, углублением дренирующей эрозионной сети, а также в связи с климатическими изменениями. При этом на некоторых участках, где создаются благоприятные условия для инфильтрации, засоление может смениться рассолением. Солончаки в результате вымывания легко растворимых солей превращаются в солонцы, т. е почвы, свободные от растворимых солей, но богатые адсорбированными ионами натрия.

При рассолении после довольно быстрого вымывания легко растворимых солей начинается медленный процесс выщелачивания солонца; в раствор постепенно переходят труднорастворимые $CaCO_3$ и $MgCO_3$, а повышение в почвенном растворе концентрации Ca и Mg влечет за собой десорбцию натрия:

$$Na_2\ (\text{почва}) + Ca(HCO_3)_2 = 2NaHCO_3 + Ca\ (\text{почва}).$$

Так, под солонцами в условиях рассоления формируются воды гидрокарбонатные натриевые. Смешиваясь с водами, содержащими сульфаты кальция или магния, гидрокарбонатные натриевые воды превращаются в сульфатные натриевые.

В особых условиях эти воды могут накопляться в дренирующих понижениях, выходя на поверхность и образуя неглубокие водоемы—озера. При испарении эти воды приобретают высокую концентрацию, иногда происходит садка солей: соды ($Na_2CO_3 \cdot 10H_2O$) или мирабилита ($Na_2SO_4 \cdot 10H_2O$)

Иногда в дренирующих понижениях грунтовая вода, не выходя на поверхность, расходуется на испарение; в таких случаях формируются высококонцентрированные содовые или глауберовые грунтовые воды.

Из сказанного видно, что на обширных пустынно-степных равнинах мы встречаемся с различно направленными процессами формирования грунтовых вод: то с засолением, то с рассолением, то с различными последовательными сменами тех и других процессов.

Площади этих равнин представляют собой обычно сложное сочетание участков засоления и рассоления, обладающих различными чертами гидрохимического режима. Например, на площади Прикаспийской низменности можно, сопоставляя элементы водного и солевого баланса, выделить участки со следующими характерными типами гидрохимического режима:

1. Дренированные участки, расположенные вдоль долин рек и по склонам глубоких понижений, с глубиной грунтовых вод больше критической (около 3 *м;* при глубинах меньше 3 *м* начинается интенсивное испарение грунтовых вод). Приходную часть водного баланса здесь составляют атмосферные воды, а расходную — воды поверхностного и под-

земного стока. Испарение ограничено лишь поверхностью земли и неглубокими слоями почвы и грунта; оно не затрагивает грунтовых вод, солевой баланс которых в приходной части выражен лишь небольшим притоком солей из атмосферы и, может быть, медленным образованием растворимых солей в процессе выветривания. Расходная же часть солевого баланса выражена более значительным по количеству выносом солей через подземный и поверхностный сток. В итоге создается на дренированных участках рассоление и формирование относительно маломинерализованных грунтовых вод.

2. Бессточные пониженные участки разливов рек и крупных лиманов с неглубокими грунтовыми водами (менее 3 *м*). На таких участках в питании водоносных горизонтов, помимо атмосферных вод, участвуют воды поверхностного стока. Расходная часть водного баланса представлена в этих условиях только испарением; водный баланс характеризуется равновесием стока и испарения. Такое соотношение отмечено для ряда межгорных низменностей Средней Азии [Ланге, 1947]. В солевом балансе бессточных участков мы имеем значительный приток солей, которые несут воды поверхностного стока в засоленных равнинах; расход же солей при испарении равен нулю. В итоге здесь создается режим засоления, проявляющийся аккумуляцией солей в грунтах и почвах и нарастанием минерализации грунтовых вод.

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД В ГОРНОСКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЯХ

Влажный климат в горах создает благоприятные условия для питания подземных вод, что наряду с горным рельефом и проницаемостью трещиноватых и обломочных пород, способствует интенсивному стоку вод и развитию процессов выщелачивания горных пород. Все это ведет к формированию обильных потоков пресных грунтовых вод. В межгорных низменностях и котловинах, наоборот, сток замедленный как в глубоких артезианских водоносных горизонтах, так и в горизонтах грунтовых вод. Последние иногда в условиях засушливого климата образуют бессточные бассейны с высокоминерализованными водами, формирующимися под влиянием процессов континентального засоления; в условиях влажного климата межгорные низменности нередко сильно заболочены.

Распределение различных химических типов подземных вод в горных системах связано с условиями их формирования. Процессы замещения соленых вод в морских осадочных толщах протекают различно в различных элементах горных систем. В горных хребтах, представляющих собой открытые структуры, этот процесс протекает интенсивней, чем в межгорных и предгорных впадинах. Поэтому в горных сооружениях мы наблюдаем более или менее промытые и опресненные осадочные толщи, в которых первичные высокоминерализованные воды сохраняются лишь в особо благоприятных условиях — в структурах, относительно закрытых и изолированных от проникновения инфильтрационных вод. Следы морского происхождения вод проявляются, однако, в молодых горных сооружениях достаточно заметно в виде значительного распространения вод повышенной минерализации сложного состава, образовавшихся от замещения первичных соленых вод морских осадочных отложений пресными инфильтрационными.

В противоположность «промытым» горным хребтам межгорные впадины и особенно глубокие краевые прогибы, являющиеся преимущественно в той или иной степени закрытыми артезианскими бассейнами, остаются в значительной части насыщенными солеными (древними) водами. Часто лишь краевые участки этих бассейнов бывают опреснены инфильтрационными водами, в результате чего в них создается зональ-

ное распределение вод разной минерализации, как и в артезианских бассейнах на платформах.

В предгорных краевых частях артезианских бассейнов иногда наблюдается обращенная вертикальная зональность: под горизонтами соленых вод иногда лежат водоносные пласты с относительно невысокоминерализованными водами, что объясняется в большинстве случаев интенсивным проникновением инфильтрационных вод из водоносных пород, залегающих на высоко приподнятых участках.

В пределах многих горных хребтов характерным процессом является насыщение вод углекислотой. Внедрение значительной массы углекислоты в водоносные породы приводит к образованию минеральных углекислых вод различного солевого состава (в зависимости от первоначального солевого состава воды). Здесь мы встречаем и содовые воды типа Боржоми, и солено-щелочные — типа ессентукских минеральных вод, и воды сложного состава — сульфатно-гидрокарбонатные воды типа кисловодского нарзана, хлоридные воды типа Арзни и т. п. Углекислые минеральные источники особенно характерны для молодых горных сооружений, где наблюдается нередко связь их с проявлениями недавней или современной магматической деятельности.

Яркий пример распределения различных типов минеральных вод в крупной горной системе дал А. М. Овчинников, установивший на Кавказе несколько зон минеральных вод: 1) зону углекислых вод центральной части Главного Кавказского хребта и Малого Кавказа; 2) зону азотных термальных вод; 3) зону метановых вод. Последняя зона занимает периферические части Кавказского хребта, предгорья и межгорные впадины.

В изложенном кратком обзоре не могли быть рассмотрены подробно все детали формирования химического состава вод и происходящие при этом процессы; это должно составить предмет гидрогеохимии. Задачей же данного обзора было показать важность геолого-исторической точки зрения, разъяснить, что лишь такая точка зрения поможет правильно подойти к понятию о генетических типах подземных вод, об особенностях их химического состава и закономерностях регионального распределения.

ГЛАВА III

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ТЕРРИТОРИИ СССР

Гидрогеологическое районирование стало в СССР одной из форм научного обобщения региональных сведений о подземных водах. Чтобы действительно оправдать это назначение, такое районирование должно отражать выявленные закономерности формирования и распределения вод.

При гидрогеологическом районировании необходимо учитывать различные факторы:

I. Физико-географические: рельеф, климат.

II. Геологические: возраст, генезис и состав водовмещающих пород, геологическая структура территории.

III. Гидрогеологические: площадь распространения водоносных горизонтов и комплексов, глубина их залегания, мощность и водообильность, гидродинамические особенности; характеристика стока грунтовых и артезианских вод; области питания, стока, дренирования; области взаимосвязи и перелива водоносных горизонтов или комплексов; физические и химические свойства подземных вод. Режим подземных вод и др.

IV. Народнохозяйственные: значение водоносных горизонтов для использования в тех или иных отраслях народного хозяйства; степень загрязнения водоносного горизонта; санитарно-гидрогеологическое районирование и т. п.

Использование тех или иных факторов или того или иного их сочетания в качестве основы для гидрогеологического районирования зависит от целевого назначения районирования и от задач, поставленных перед гидрогеологическими исследованиями, а также от масштаба гидрогеологической карты и степени изученности района. При мелкомасштабном обзорном районировании должно быть учтено только самое существо вопроса. Рассмотрение деталей целесообразно проводить при крупномасштабных исследованиях.

При гидрогеологическом районировании и при последующем обзоре подземных вод всей территории Союза ССР должны получить некоторое освещение и районы, слабо изученные в гидрогеологическом отношении.

Принципы гидрогеологического районирования территории определяются прежде всего закономерностями формирования подземных вод. Исходя из этого, основными элементами гидрогеологического районирования принимаются геоструктурные подразделения, в которых подземные воды, по условиям формирования, связаны в единую зональную систему и закономерно распределены.

Крупнейшими подразделениями являются:

1. Области платформ, характеризующиеся мощным развитием осадочных пород.

2. Складчатые области, сложенные интенсивно дислоцированными осадочными, изверженными и метаморфическими породами.

В пределах платформенных и складчатых областей необходимо различать два этажа:

1) нижний этаж, сложенный кристаллическими или метаморфическими толщами, смятыми в складки уплотненными осадочными и другими породами, — фундамент;

2) верхний этаж, представленный преимущественно осадочными породами разного состава и генезиса, иногда эффузивными и вулканическими толщами; характерно спокойное или малонарушенное залегание пород, наличие платформенного типа геологических структур. Верхний этаж назовем чехлом.

Для фундамента характерно развитие трещинных вод зоны выветривания (современной и погребенной), трещинно-жильных вод тектонических разломов, пластово-трещинных вод, трещинно-карстовых вод осадочных сильно дислоцированных толщ. Для чехла типичны различные пластовые воды, в том числе и артезианские. Это будут поровопластовые воды в приповерхностных слоях чехла; трещинно-пластовые, карстово-пластовые воды, которые встречаются в любых частях разреза и преобладают на глубине.

Различны прежде всего условия формирования вод чехла и фундамента. Как видно из данной характеристики, поиски, разведка, эксплуатация, формы и условия залегания подземных вод чехла и фундамента также различны.

От соотношения фундамента и чехла зависят гидрогеологические условия тех или иных территорий. Крупные области погружения фундамента характеризуются мощным развитием на больших территориях чехла осадочных отложений и приуроченных к нему артезианских вод. Это области платформенного типа. Крупные области поднятий поверхности фундамента отличаются слабым развитием чехла осадочных отложений и, наоборот, значительным развитием на поверхности фундамента кристаллических пород. Это будут складчатые области. Но как в пределах платформенных областей имеются отдельные большие и малые выступы фундамента, достигающие поверхности земли, так и, наоборот, в пределах складчатых областей имеются отдельные большие или малые опускания фундамента, прикрытые чехлом.

Целесообразно различать в пределах платформенных и складчатых областей:

1) двухэтажные сооружения, состоящие из чехла и подстилающего чехол фундамента, — артезианские бассейны;

2) одноэтажные сооружения, представленные только фундаментом, прикрытым четвертичным покровом, или совсем обнаженные—гидрогеологические массивы [1].

Для платформенных областей типично широкое развитие крупных артезианских бассейнов и ограниченное — небольших гидрогеологических массивов. Для складчатых областей характерно обычно широкое развитие гидрогеологических массивов и подчинение им небольших артезианских бассейнов.

Необходимо иметь в виду, что в платформенных областях артезианские бассейны приурочены не только к впадинам поверхности фундамента, но выходят за границы впадин (синеклиз) и распространяются в пределах тех поднятий поверхности фундамента, которые не достигли поверхности земли. Так, например, Токмовское поднятие Русской платформы или Воронежское поднятие составляют часть артезианских бассейнов и являются их фундаментом.

[1] Термин гидрогеологический массив был введен в литературу Н И. Толстихиным в 1947 г. Им широко пользуются гидрогеологи Восточной Сибири (Иркутск, Чита) и Ленинграда, но он не является пока еще общепринятым.

Из сказанного ясно, что к гидрогеологическим массивам относятся выступы на поверхности земли поднятий фундамента. Для гидрогеологических массивов, следовательно, типично развитие трещинных, пластово-трещинных, карстово-трещинных и трещинно-жильных вод.

Крупные артезианские бассейны платформ содержат огромные запасы подземных вод. Распределение последних в пределах артезианских бассейнов по химическому составу и особенностям режима характеризуется зональными закономерностями, сложившимися в течение длительной геологической истории впадин. Геологические структуры различаются особенностями своего формирования и развития, определяющими возникновение тех или иных гидрогеологических условий.

Решающим в характеристике артезианских бассейнов является *процесс формирования в их контурах межпластовых пресных и соленых вод.* Грунтовые воды на территории артезианских бассейнов имеют широкое развитие, но, за исключением некоторых частных случаев, их запасы обычно уступают запасам артезианских вод.

Примером артезианских бассейнов платформ могут служить Прибалтийский, Московский, Днепровско-Донецкий и другие артезианские бассейны Европейской части СССР, Западно-Сибирский и Восточно-Сибирские артезианские бассейны, группа артезианских бассейнов Юга СССР. Артезианские бассейны на платформах разделяются поднятиями различного рода: выступами древнего кристаллического фундамента платформ, а также валами, брахиантиклиналями, куполами и другими антиклинальными структурами, сложенными осадочными породами.

На пологих склонах поднятий артезианские водоносные пласты залегают неглубоко и нередко выходят на поверхность. Здесь в зависимости от топографических условий располагаются области питания или стока артезианских вод.

На главнейших поднятиях (выступах) складчатого фундамента платформ покров осадочных пород имеет наименьшую мощность и местами отсутствует совсем. В связи с этим на такого рода поднятиях артезианские водоносные горизонты имеют ограниченное распространение и более широкое развитие получили трещинные воды. Такие поднятия на платформах выделяются в особые гидрогеологические районы (гидрогеологические массивы).

Складчатые области на ранних этапах их развития характеризуются общей тенденцией к погружению, к накоплению мощных осадочных толщ. Для последующих этапов характерно поднятие смятых в складки, уплотненных слоистых сооружений, и в то же время относительное опускание отдельных их частей, что приводит к появлению частных структурных форм, с которыми могут быть связаны средние и малые артезианские бассейны. Они развиваются на месте погруженных частей складчатых сооружений, внутри или по периферии последних и приурочены к межгорным котловинам или к предгорным депрессиям.

Складчатые области, например Уральская, Донецкая, Кавказская, Сибирская, Дальне-Восточная и ряд других, отличаются сложным распределением подземных вод, в соответствии с тем или иным сочетанием в них различных геоморфологических и тектонических элементов: горных хребтов, межгорных впадин, предгорий, предгорных краевых прогибов. В соответствии с этим выявляются и основные гидрогеологические подразделения складчатых областей. В поверхностных частях их преобладают обычно пресные трещинные и пластово-трещинные грунтовые воды зоны выветривания, поровые грунтовые воды четвертичного покрова. Большое развитие получают также глубокие трещинно-жильные напорные воды. А в малых и средних межгорных артезианских бассейнах внутри складчатых областей существенное значение приобретают межпластовые напорные воды различного состава.

ХАРАКТЕРИСТИКА ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ОСНОВНЫХ СТРУКТУР НА ТЕРРИТОРИИ СССР

Распределение подземных вод на территории СССР тесно связано с размещением описанных в предыдущем разделе основных типов геологических структур, с возрастом этих структур, с историей их формирования и, в частности, обусловливается: а) влиянием древних и современных климатических условий и б) особенностями проявлений молодого вулканизма и сравнительно недавних тектонических и метаморфических процессов в некоторых частях этих структур.

Крупные артезианские бассейны платформ приурочены к синклинальным структурам верхнего яруса земной коры. Они измеримы в глубину, располагаются обычно выше кристаллического фундамента.

Складчатые области соответствуют структурам нижнего яруса земной коры. Они или залегают в основании артезианских бассейнов, образуя их ложе — *фундамент,* или выходят на поверхность земли и тогда составляют обрамление артезианских бассейнов.

При описании складчатых областей будут рассматриваться только раскрытые участки структур. А те их части, которые подстилают артезианские бассейны, характеризуются при описании последних как их фундамент или основание. Это важное обстоятельство необходимо особенно подчеркнуть. Опыт изучения подземных вод артезианских бассейнов, нефтяных и газовых месторождений платформ, показал тесную связь между развитием структуры фундамента и особенностями залегания вышележащих ссадочных отложений вместе с заключенными в них разнообразными полезными ископаемыми, в том числе жидкими (вода, нефть) и газообразными (горючий газ, углекислота). Поэтому водоносные горизонты кристаллического фундамента и артезианского бассейна должны рассматриваться совместно, как две различные части единого целого. Каждый артезианский бассейн и его фундамент рекомендуется объединять в один гидрогеологический район.

КРУПНЫЕ АРТЕЗИАНСКИЕ БАССЕЙНЫ ПЛАТФОРМ

Артезианские бассейны платформ и передовых прогибов имеют некоторые специфические черты, отличающие их от малых и средних межгорных артезианских бассейнов горных складчатых областей. Они занимают обширные территории и объединяются в большие сложные группы. Границы между отдельными бассейнами таких групп нередко трудно точно установить. Водоносные горизонты и водоносные комплексы из одного бассейна нередко непрерывно переходят в другой. Гидрогеологическая разобщенность между бассейнами группы отсутствует. Внутренние области питания таких групп бассейнов преобладают над внешними; краевые бассейны сливаются с внутренними бассейнами.

В отдельных случаях верхний ярус имеет одни границы между двумя сложными бассейнами, а нижний ярус — другие. Впадины и выступы фундамента нередко хорошо определяют положение нижнего яруса группы, но границы между впадинами фундамента, проводимые по разделяющим их поднятиям, не всегда определяют и часто не совпадают с границами распространения верхнего водоносного яруса. Вследствие отсутствия четко выраженной разобщенности между бассейнами платформенных областей и прогибов Н. И. Толстихин предложил выделить их как тип открытых артезианских бассейнов подобно открытым морям.

Артезианские бассейны приурочены к тем частям платформ, где кристаллический фундамент залегает на значительной глубине и при-

крыт толщей осадочных пород. Для платформ характерно слабое расчленение рельефа, это преимущественно низменности, равнины, а также низкие плоскогорья.

Межгорные артезианские бассейны могут занимать различное положение по отношению к элементам рельефа, т. е. быть приурочены к водоразделам, склонам и к межгорным впадинам и котловинам.

Осадки, испарение, сток распределяются на территории артезианских бассейнов вообще довольно равномерно, подчиняясь климатической и топографической зональности. Так, величины осадков и поверхностного стока более значительны для бассейнов северных широт ($M_0' = 11$ *л/сек* с *км*^{2}) и заметно снижаются для южных (M_0 приближается к нулю). Вместе с тем в пределах отдельных артезианских бассейнов можно иногда подметить возрастание величины осадков и модуля стока по периферии в связи с возрастанием абсолютных отметок местности.

Различают сточные и бессточные артезианские бассейны или их части. На территории сточных бассейнов избыток поверхностных и подземных вод и воднорастворимые соли выносятся за пределы бассейнов. На территории бессточных бассейнов сток завершается в их внутренних частях, где поступающие с периферии поверхностные и подземные воды расходуются на испарение; здесь же происходит и накопление солей. Некоторые артезианские бассейны характеризуются наличием как сточных, так и бессточных частей в пределах занимаемой ими территории.

Уже упоминалось, что в строении артезианских бассейнов принимают участие слоистые осадочные толщи, различные по литологическому составу, генезису и возрасту. Но наряду с осадочными отложениями в строении артезианских бассейнов участвуют также разнообразные изверженные породы, имеющие большей частью подчиненное значение. Они образуют покровы, потоки, силли и т. д. Наиболее широко развиты изверженные породы в Тунгусском артезианском бассейне (Восточная Сибирь).

Слоистые осадочные отложения либо залегают спокойно на подстилающем их ложе, сложенном кристаллическими породами или кристаллическими сланцами и сильно смятыми метаморфическими и осадочными образованиями, либо слабо дислоцированы. Часто в пределах артезианских бассейнов наблюдаются нарушения залегания слоев, проявляющиеся в форме куполов, антиклинальных складок, валов, сбросов, флексур и т. п. Эти нарушения иногда являются гидрогеологическими «окнами», через которые осуществляется связь между водоносными горизонтами (А. И. Силин-Бекчурин). К числу таких нарушений относятся, например, Жигулевские дислокации на Самарской Луке, Усольский Купол, Краснокамско-Полазненская структура. В некоторых случаях поднятия на платформах позволяют выделить среди крупных артезианских бассейнов бассейны второго порядка. Мощность осадочных образований обычно возрастает во внутренних частях артезианских бассейнов. В их краевых частях мощность осадочных толщ достигает больших значений только в пределах передовых прогибов — предгорных депрессий.

В артезианских бассейнах выделяются по литологическим или стратиграфическим признакам водоносные горизонты, которые объединяются в водоносные комплексы. При характеристике последних учитываются и водоупорные породы, разделяющие водоносные горизонты и линзы. Водоносные комплексы в свою очередь объединяются в более крупные подразделения — водоносные ярусы Так, например, Москов-

---

[1] M_0 — здесь и далее — модуль стока в *л/сек* с 1 *км*^{2} площади бассейна поверхностного стока.

ский артезианский бассейн имеет трехъярусное строение. Нижний ярус слагается водоносными комплексами нижнего палеозоя, приуроченными к глубоким впадинам поверхности кристаллического фундамента. Средний ярус сложен водоносными комплексами среднего и верхнего палеозоя. Верхний ярус — мезо-кайнозойскими водоносными комплексами. В пределах Львовского артезианского бассейна выделяются два яруса: нижний, представленный палеозойскими водоносными комплексами, и верхний — мезо-кайнозойскими.

Поверхность ложа артезианского бассейна в схеме полого погружается от периферии к его внутренним частям или к предгорным депрессиям (рис. 1). Рельеф ее может быть осложнен выступами фун-

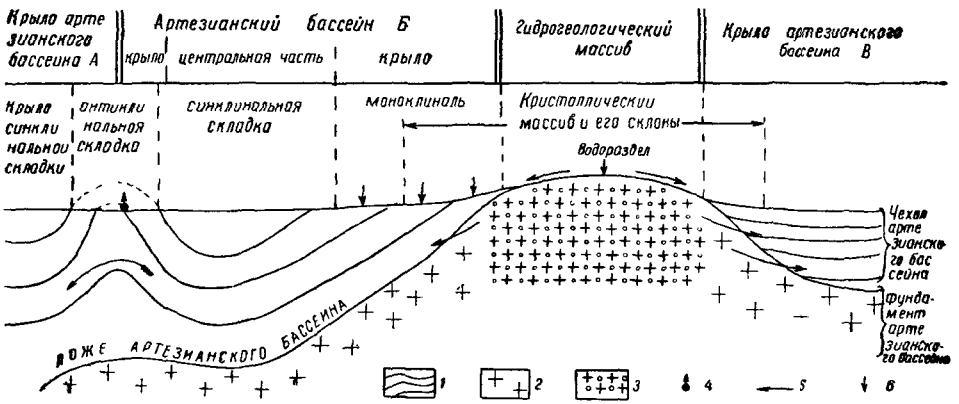


Рис. 1. Характеристика гидрогеологических условий для различных структур

1—слоистые толщи; *2*—кристаллические породы фундамента артезианских бассейнов, *3*—кристаллические породы, слагающие гидрогеологический массив, *4*—восходящий источник, *5*—перелив подземных вод из одной структуры в другую; *6*—инфильтрация атмосферных осадков

дамента, скрытыми под осадочной оболочкой. Взаимосвязь подземных вод артезианского бассейна и более глубоколежащих вод фундамента осуществляется: а) путем поступления вод из водоносных горизонтов фундамента в водоносные горизонты бассейна, что, например, в Западной Сибири приводит к локальному опреснению горизонтов, залегающих в основании бассейна; б) путем миграции вод из водоносных горизонтов бассейна в водоносные горизонты фундамента. В связи с этим в пределах фундамента наблюдаются иногда высокоминерализованные воды и рассолы или иного типа воды, свидетельствующие о такого рода передвижениях.

В артезианских бассейнах различают краевую и внутреннюю части. Краевая, периферическая часть (крыло) артезианского бассейна характеризуется погружением поверхности фундамента и нарастанием мощности осадочного комплекса по направлению к внутренней или центральной части бассейна с наиболее глубоким залеганием фундамента.

Для каждого артезианского бассейна можно выделить области питания, поглощения, перелива, стока, дренирования подземных вод. Под областью *питания* артезианского бассейна следует понимать ту территорию, с которой (в настоящее время) выпавшие атмосферные осадки поступают в данный бассейн. Можно различать внешнюю и внутреннюю области питания. К внешней области питания относятся прилегающие к артезианскому бассейну части поднятий. Например, для западной приуральской части Западно-Сибирского артезианского бассейна внешней областью питания является восточный склон Урала.

Западный склон Урала служит внешней областью питания Волго-Камского артезианского бассейна.

Внутренней областью питания называется часть территории, находящаяся в пределах артезианского бассейна, с которой выпавшие атмосферные осадки поступают в водоносные пласты этого же бассейна.

Областью *поглощения* следует называть те участки, где происходит инфлуация или инфильтрация поверхностных вод и атмосферных осадков в водоносные горизонты.

Область *перелива* располагается на границе артезианского бассейна и складчатой области, из которой подземные воды переливаются в артезианский бассейн. Кроме того, наблюдаются случаи перелива подземных вод из одного водоносного горизонта в другой внутри артезианских бассейнов. Так, например, местами в Днепровско-Донецком бассейне воды из юрского водоносного горизонта переливаются в меловой. Широко распространен перелив грунтовых вод из четвертичных отложений в дочетвертичные образования и обратно.

Каждый артезианский водоносный горизонт обладает своей областью артезианского *стока* или *напора,* располагающейся между областями поглощения или перелива и дренирования. Она является вместе с тем и областью погружения.

Дренаж водоносных толщ артезианского бассейна [1] наиболее интенсивно проявляется в приповерхностных его частях, особенно на окраинах. Он зависит от рельефа области питания, от условий выхода подземных вод на поверхность, от характера области стока грунтовых и артезианских вод, т. е. от литологического состава распространенных там пород, их пористости, кавернозности, трещиноватости, от степени раскрытости водоносных горизонтов и от ряда других особенностей покрывающих и подстилающих их толщ. Огромное значение имеет при этом глубина вреза гидрографической сети. Глубоко погруженные части артезианского бассейна находятся обычно в области исключительно медленного дренирования (Н. К. Игнатович, Ф. А. Макаренко, А. И. Силин-Бекчурин), а по мнению некоторых исследователей, даже в состоянии «застойного режима» подземных вод. С последним мнением никак нельзя согласиться. Можно говорить лишь об «относительном покое» подземных вод глубоких артезианских бассейнов.

Зональность артезианских бассейнов

Все вышеизложенное обусловливает существование в пределах артезианских бассейнов различных в гидродинамическом отношении зон. Схематически могут быть выделены верхняя, средняя и нижняя зоны.

Верхняя зона (зона свободного водообмена) находится в сфере влияния эрозионного вреза местной гидрографической сети, интенсивного дренажа и воздействия современных климатических факторов. В основном это зона стока грунтовых вод.

Средняя (зона затрудненного водообмена) — промежуточная — это зона, где значение эрозионного вреза уменьшается, дренаж затруднен и проявляется влияние вековых климатических изменений.

Нижняя — наиболее глубокая зона (зона весьма затрудненного водообмена) — отвечает частям артезианского бассейна, где дренаж ослаблен (практически почти отсутствует), а влияние климатических факторов сказывается очень слабо.

Пока не разработано надежных методов для объективного разграничения этих трех гидродинамических зон. Некоторыми авторами (Б. Л. Личков, Ф. А. Макаренко) принимается разделение на гидро-

[1] Иногда неправильно говорят «дренаж подземных вод»

динамические зоны в зависимости от глубины вреза: 1-я зона — выше уровня местной гидрографической сети; 2-я — ниже уровня местной гидрографической сети и выше эрозионного вреза крупных рек и, следовательно, выше уровня моря и 3-я — ниже уровня моря. Подобного рода деление на зоны является условным и, в известной мере, формальным.

Другие авторы устанавливают гидродинамическую зональность, исходя из гидрохимических условий артезианских бассейнов. Так, верхнюю гидрохимическую зону пресных вод принимают за гидродинамическую зону свободного водообмена, а нижнюю гидрохимическую зону соленых вод и рассолов — за нижнюю гидродинамическую зону «застойного режима». Против такого приема подмены одной зональности — гидродинамической — другой зональностью — гидрохимической, также приходится возражать. Например, пресные артезианские воды во внутренних частях Якутского артезианского бассейна вскрыты скважинами на глубинах от 300 до 1000 *м* и более. Залегают они в песчано-глинистой мезозойской толще под мерзлой зоной (мощностью 200—500 *м*) в условиях исключительно затрудненного водообмена. В Волго-Камском артезианском бассейне, по Т. П. Афанасьеву [1956], на глубине 150—250 *м* от поверхности, а местами и меньше находятся соленые воды. В Южно-Таджикской складчатой области, где имеется система артезианских бассейнов и мульд, на глубине нескольких метров местами залегают соленые грунтовые воды. Разумеется, никаких оснований нет для того, чтобы говорить о зоне «застойного режима» подземных вод в Волго-Камском бассейне и в Южной-Таджикской области на совсем небольших глубинах, основываясь только на высокой минерализации подземных вод, так же как нет никаких оснований считать глубокие части Якутского артезианского бассейна зоной интенсивного («активного») водообмена лишь потому, что на этих глубинах (300—1000 *м* и более) вскрыты пресные и слабо солоноватые воды.

Гидрохимическая зональность артезианских бассейнов устанавливается значительно точнее и легче, чем гидродинамическая. Она находится в некоторой взаимосвязи с гидродинамической зональностью. Обычно различают три гидрохимические зоны, типичные для районов с влажным климатом. Верхнюю зону — пресных вод с минерализацией менее 1 *г/л*; среднюю зону — солоноватых вод с минерализацией от 1 до 10 *г/л*; нижнюю зону — соленых вод и рассолов с минерализацией свыше 10 *г/л*.

Состав подземных вод верхней гидрохимической зоны зависит от климатических условий, от состава пород и их фильтрационных свойств, а также от совокупности иных факторов, управляющих режимом водоносных горизонтов. В климатическом поясе избыточного увлажнения, который в СССР имеет наиболее значительное распространение, преобладают воды пресные, гидрокарбонатные кальциевые. В поясе недостаточного увлажнения распространены грунтовые воды разнообразной минерализации и сложного состава.

Состав подземных вод в верхней гидродинамической зоне, в случае их циркуляции в труднорастворимых породах, зависит преимущественно от климатических факторов: воды могут быть пресными или «пестрыми» по минерализации. В случае циркуляции вод той же зоны среди пород легко растворимых — гипсов, солей и пород, содержащих различные соли в рассеянном состоянии, — состав подземных вод зависит прежде всего от состава вмещающих пород.

Подземные воды второй гидрохимической зоны отличаются более высокой минерализацией (от 1 до 10 *г/л*). Это преимущественно воды слабо солоноватые с минерализацией от 1 до 3 *г/л* или сильно солоноватые с минерализацией от 3 до 10 *г/л*. Воды этой зоны содержат различные компоненты, но большей частью характеризуются преоблада-

нием сульфатов и хлоридов. С данной зоной связаны наиболее ценные лечебные сероводородные и некоторые другие воды.

Тип вод нижней гидрохимической зоны отличается кажущимся однообразием — это обычно хлоридно-натриевые воды, для которых характерна минерализация более 10 *г/л*. Здесь можно различать подзоны вод:

а) соленых с сухим остатком — 10—50 *г/л*;
б) рассолов слабых — 50—100 *г/л*;
в) рассолов крепких — 100—270 *г/л*;
г) рассолов очень крепких — свыше 270 *г/л*.

Как видим, воды нижней гидрохимической зоны — это преимущественно соленые воды с минерализацией от 10 до 50 *г/л* или рассолы с минерализацией свыше 50 *г/л* хлоридные натриевые, иногда с повышенным и высоким содержанием кальция и магния. В очень крепких рассолах кальций иногда преобладает над натрием. Рассолы используются не только в лечебных, но и в промышленных целях.

Для возникновения в артезианском бассейне мощной зоны пресных вод благоприятны:

1) терригенный состав, пресноводно-озерное, аллювиальное или водно-ледниковое происхождение осадочных толщ, отсутствие галогенных образований в разрезе бассейна;
2) интенсивный дренаж;
3) обилие осадков в области питания водоносных горизонтов;
4) оптимальные возможности водопоглощения; малое количество и небольшая мощность глинистых водоупорных горизонтов и толщ.

Возникновению мощной нижней гидрохимической зоны соленых вод и рассолов способствует следующее:

1) большая глубина артезианского бассейна и тем самым большая мощность осадочных отложений; наличие в их составе соленосных образований;
2) слабый дренаж бассейна;
3) наличие водоупорных толщ, перекрывающих закрытые участки структуры;
4) приуроченность бассейна к поясу недостаточного увлажнения.

Наиболее концентрированные рассолы, как правило, распространены в глубоких частях артезианских бассейнов, сложенных палеозойскими образованиями, содержащими соленосные отложения, и претерпевших длительную историю развития. Таковы Московский, Северо-Двинский, Волго-Камский и группа восточносибирских артезианских бассейнов.

В засушливых областях верхний водоносный горизонт (грунтовые воды) в результате процессов континентального засоления часто содержит воды высокой минерализации (сульфатные, соленые) и даже рассолы наряду с участками пресных вод. Ниже этого горизонта засоленых грунтовых вод часто располагаются артезианские горизонты с пресными или маломинерализованными водами.

В предгорных районах тоже нередко наблюдается, что верхние водоносные слои имеют более повышенную минерализацию, чем нижние. Такая как бы «обращенная» зональность иногда обусловливается интенсивным притоком пресных вод в нижние водоносные слои благодаря более высокому положению их области питания на склонах прилегающих горных сооружений.

Намечается существенное различие в отношении гидрогеологического режима поднятий и впадин. Во впадинах водоносные слои, насыщенные древней водой (нередко морского генезиса), обычно опущены на значительную глубину и перекрыты более или менее мощными толщами. В глубоких слоях, в случае достаточно большой мощности и непроницаемости покрывающих толщ, создаются условия для длительного существования высокоминерализованных древних вод и медленной

эволюции их состава. На поднятиях же, наоборот, вследствие вскрытия водоносных слоев на поверхности, в результате эрозии и тектонических нарушений сейчас же развивается инфильтрация атмосферных вод, приводящая к постепенному замещению древних высокоминерализованных вод инфильтрационными.

Процесс этот распространяется от поднятий и краевых частей артезианских бассейнов к центральным их частям и при благоприятных условиях постепенно может охватить весь или значительную часть артезианского бассейна, занимающего впадину. Он составляет важнейший этап гидрогеологического развития артезианского бассейна и приводит к закономерному распределению вод различной минерализации, проявляющемуся в виде характерной гидрогеохимической зональности.

Описанные процессы имеют своим последствием характерное зональное распределение вод различного состава в пределах артезианского бассейна. В краевой части бассейна, непосредственно вблизи области питания располагаются зоны маломинерализованных инфильтрационных вод, обычно гидрокарбонатного кальциевого типа. Далее следует зона гидрокарбонатных натриевых или сульфатных натриево-кальциевых вод. За ней идет переходная зона смешанных хлоридно-гидрокарбонатных натриевых вод или сульфатно-хлоридных вод и, наконец, зона хлоридных вод, представляющая собой область глубоких древних высокоминерализованных вод бассейна.

В настоящее время имеется достаточный фактический материал для того, чтобы установить наличие смены одних гидрохимических зон другими в пределах одного и того же артезианского горизонта по мере его погружения от области питания в глубокие части артезианского бассейна. Так, например, в девонских отложениях северного склона Воронежского поднятия находятся пресные, большей частью гидрокарбонатные воды. К северу, в Подмосковном бассейне, в верхних горизонтах девонских отложений (евлановско-лебедянские слои) — вода сульфатная натриево-кальциевая с сухим остатком 4,5 *г/л* (московская минеральная вода). В более глубоких слоях девона под Москвой уже находятся соленые воды и рассолы, а севернее Москвы, в центральных частях артезианского бассейна, вся толща девона насыщена солеными водами и рассолами.

Яркий пример зонального распределения вод различного химического состава представляет собой Терско-Кумский артезианский бассейн, описанный С. А. Шагоянцем. Здесь в древнекаспийских отложениях (бакинские и хозарские слои) четко прослеживаются, постепенно сменяя одна другую от области питания (в предгорьях Кавказа) к центральной части бассейна (у побережья Каспийского моря), гидрохимические зоны: 1) пресных гидрокарбонатных и сульфатно-гидрокарбонатных вод; 2) более минерализованных щелочных гидрокарбонатных натриевых вод; 3) хлоридных соленых вод.

Изучение краевых и центральных частей артезианских бассейнов с точки зрения соотношения различных гидрохимических зон позволяет в некоторых случаях выделить несколько типов вертикального гидрохимического разреза бассейнов.

Для первого типа гидрохимического разреза отмечается присутствие лишь одной гидрохимической зоны пресных вод, которая прослеживается до пород кристаллического фундамента. В породах фундамента буровые скважины также вскрывают пресные воды. Такой тип разреза встречается на окраинах артезианских бассейнов там, где мощность слагающих их толщ невелика и где имеет место питание артезианских пластов, а не разгрузка.

Второй тип гидрохимического разреза характеризуется присутствием двух гидрохимических зон: пресных вод и сульфатных, щелочных

или солоноватых вод. При этом первая зона А располагается над второй — Б. Такой тип разреза встречается обычно в некотором удалении от границы бассейна, в более глубоких его частях.

Третий тип характеризуется наличием трех гидрохимических зон: А — пресных вод, Б — солоноватых и В — соленых вод и рассолов, последовательно залегающих одна на другой. Он присущ центральным частям бассейнов. Для этих же частей бассейна нередко характерна и наибольшая мощность.

Прослеживая распространение выделенных основных типов гидрохимических разрезов в пределах различных артезианских бассейнов, можно установить, что первый тип разреза обрамляет окраину бассейнов со стороны области питания. Второй примыкает к первому, а третий распространяется преимущественно в центральных частях бассейна.

Те части артезианских бассейнов, которые построены по одному из рассмотренных типов разреза, можно назвать гидрохимическими поясами. Таких поясов в основном выделяется три:

I пояс — однозональный (зона А);
II пояс — двухзональный (зоны А и Б);
III пояс — трехзональный (зоны А, Б и В).

Подземные воды каждой гидрохимической зоны имеют свое особое значение в народном хозяйстве. Так, воды зоны А — пресные — используются в основном для питьевого водоснабжения; воды зоны Б — солоноватые — пригодны для технических и бальнеологических целей, а также для водопоя скота; воды зоны В (соленые и рассолы) — для бальнеологических и промышленных целей.

Кроме трех перечисленных типов гидрохимического разреза, наиболее характерных для артезианских бассейнов влажного климатического пояса, отмечены и другие типы гидрохимических разрезов: а) уменьшение минерализации с глубиной; б) уменьшение минерализации в средней части разреза — возрастание ее к фундаменту; в) возрастание минерализации в глубину с последующим убыванием ее к фундаменту и г) другие нередко более сложные. Вышеперечисленные типы гидрохимических разрезов (от «а» до «г») могут иметь региональное или локальное распространение. Обычно на фоне основных гидрохимических типов разреза (А, Б, В) они свидетельствуют о гидрохимических аномалиях и требуют специальных объяснений с учетом гидрогеологического развития бассейнов.

Наряду с изменением состава растворенных в артезианских водах солевых компонентов, наблюдается изменение растворенных и свободно выделяющихся газов. Это изменение газового состава артезианских вод с глубиной происходит по-разному. Например, кислородно-азотные газы с глубиной переходят в углекисло-азотные и азотные. В других случаях на глубине появляются метаново-азотные, азотно-метановые и, наконец, метановые газы. Газовый и солевой состав артезианских вод взаимно связаны. Все три гидрохимические зоны могут рассматриваться, до известной степени, как одно сложное целое. Они находятся также в тесной взаимосвязи с гидродинамическими зонами.

Сопоставление гидродинамических и гидрохимических зон приводится в табл. 2. Можно привести следующие основные положения: 1) между верхней, средней и нижней гидродинамическими и гидрохимическими зонами нет полного соответствия; 2) четкое выделение гидродинамических зон в бассейне затруднено вследствие отсутствия надежных признаков для их разграничения.

Выделение гидрохимических зон и подзон в бассейне может быть проведено с достаточной точностью гидрохимическими методами при хорошо поставленном опробовании гидрогеологических скважин на общей геологической основе.

Таблица 2

Сопоставление гидродинамическнх и гидрохимических зон артезнанскнх бассейнов

Гидродинамические зоны		Примечание	Гидрохимические зоны		
Индекс зоны	Характеристика зоны		Индекс зоны	Индекс подзоны	Характеристика зоны
I	Верхняя гидродинамическая зона—свободного (интенсивного) водообмена, активного дренажа, влияния эрозионного вреза, современных климатических факторов; зона наиболее значительных скоростей движения подземных вод	Полного соответствия между гидродинамическими и гидрохимическими зонами нет	А		Верхняя гидрохимическая зона—пресных вод с минерализацией менее 1–2 *г/л*;
				$А^{в}$—	гидрокарбонатные кальциевые воды пояса избыточного увлажнения;
				$А^{с}$—	гидрокарбонатные, сульфатные, хлоридные натриевые воды районов недостаточного увлажнения;
				$А^{м}$—	зона пресных вод проморожена
II	Средняя зона—замедленного (затрудненного) водообмена, слабого дренажа, ослабленного влияния эрозионного вреза, воздействия вековых климатических факторов, малых скоростей движения подземных вод		Б		Средняя гидрохимическая зона—солоноватых вод с минерализацией от 1 до 10 *г/л*;
				$Б_1$—	слабо солоноватые—с минерализацией 1—3 *г/л*;
				$Б_2$—	сильно солоноватые—с минерализацией 3—10 *г/л*
III	Нижняя зона—наиболее медленного водообмена, сильно ослабленного дренажа, весьма отдаленного воздействия эрозионного вреза и климатических факторов, „относительного покоя" артезианских вод		В		Нижняя гидрохимическая зона—соленых вод и рассолов с минерализацией свыше 10 *г/л*;
				$В_1$—	соленые воды—с минерализацией от 10 до 50 *г/л*;
				$В_2$—	рассолы—с минерализацией от 50 до 100 *г/л*;
				$В_3$—	крепкие рассолы—с минерализацией от 100 до 270 *г/л*,
				$В_4$—	очень крепкие рассолы—с минерализацией свыше 270 *г л*

Возраст артезианских бассейнов

Наиболее древними являются артезианские бассейны, в основании осадочного комплекса которых залегают отложения протерозоя — нижнего кембрия. Таковы бассейны Русской и Сибирской платформ — древнейшие в СССР. Их формирование происходит с докембрийского — нижнекембрийского времени и до наших дней.

Для мезо-кайнозойских и мезозойских бассейнов характерно налегание мезозойских отложений на фундамент структуры, сложенный докембрийскими или палеозойскими породами. Таковы многие бассейны Западной Сибири и Средней Азии. В кайнозойских бассейнах осадочный комплекс представлен третичными или четвертичными отложениями. Эти бассейны имеют ограниченное распространение в СССР. К ним, например, относятся Прибайкальский, Приханкайский бассейны Сибири и Дальнего Востока. Возраст бассейнов в известной мере определяет длительность процессов формирования заключенных в них подземных вод.

Гидрогеологические массивы и складчатые области

Складчатые области обычно представляют собой выступы на поверхности земли докембрийских, палеозойских (каледониды, герциниды) или мезо-кайнозойских отложений. В отличие от артезианских бассейнов складчатые области приурочены к повышенным и высоким элементам рельефа: к горам, нагорьям, возвышенностям (на равнинах). Их поверхность расчленена сильнее, чем поверхность в пределах артезианских бассейнов, иногда весьма интенсивно изрезана (высокогорные области) и характеризуется, как правило, общим понижением отметок от внутренних частей структур к их периферии. Нередки, однако, случаи, когда наиболее возвышенные части складчатых областей смещены к их окраинам. Крупнейшие водоразделы (горные хребты) Кавказа, Урала, системы Памира, Тянь-Шаня и др. находятся в пределах этих структур. Следует подчеркнуть характерную особенность рельефа многих складчатых областей — значительное превышение длины занимаемой ими территории над шириной (например, Урал); однако имеются и исключения (Северо-Казахстанская складчатая область). Вторая особенность рельефа заключается в наличии межгорных котловин, ориентированных большей частью так же, как и главные водоразделы. К котловинам приурочены нередко наиболее крупные скопления подземных вод.

На поверхности складчатых областей осадки, испарение и сток распределяются крайне неравномерно. Так, величина осадков и модуль стока обычно увеличиваются с высотой. Но в высокогорных районах это нарастание прослеживается лишь до известных пределов, а затем с дальнейшим повышением рельефа снижается, как, например, в Тянь-Шане и на Памире. Эти факторы изменяются также в зависимости от ориентировки гор относительно притока влажных воздушных масс. С высотой резко меняются также модули стока, достигая наибольших значений в зонах наибольшего выпадения осадков. Нередко максимальное количество осадков и высокий модуль стока отмечаются во внутренних частях складчатых районов в связи со значительными отметками поверхности (вертикальная зональность); отсюда — общая центробежная тенденция стока поверхностных и тесно с ними связанных подземных вод, выражающаяся в направленности стока от центра складчатых областей к их периферии, где происходит миграция подземных и поверхностных вод в прилегающие артезианские бассейны или сток их в моря, например, для Кавказского, Дальне-Восточного и некоторых других горных регионов.

Территория складчатой области и области питания ее подземных вод большей частью совпадают по площади. Лишь в крайне редких

случаях происходит миграция вод в складчатые области со стороны артезианских бассейнов. Модули стока в складчатых областях достигают 10—20—50 *л/сек* и более с 1 *км*^{2}. Структуры эти в значительном большинстве являются хорошо орошаемыми, сточными, но в ряде случаев в них встречаются бессточные котловины, например, некоторые котловины Южного Забайкалья, Алакуль-Балхашская и др.

Вследствие определенной направленности стока и совершенного дренажа водорастворимые соли выносятся за пределы складчатых районов и лишь в южных районах — пустынных и засушливых, находящихся в пределах климатического пояса недостаточного увлажнения, сосредоточиваются в долинах и в бессточных межгорных котловинах, где и происходит накопление солей как в поверхностных водоемах (минеральные озера), так и в подземных водах.

В строении складчатых областей принимают участие различные по генезису, составу и возрасту породы. Наиболее молодые породы обычно приурочены к периферии складчатых областей или к межгорным впадинам, тогда как во внутренних частях массивов выходят древнейшие породы (например, на Урале, Кавказе, в Забайкалье). В связи с таким характером геологического строения горных сооружений на их периферии нередко наблюдаются порово-пластовые и трещинно-пластовые воды, во внутренних же частях — пластово-трещинные и типичные трещинные. Породы, слагающие основу складчатых областей, большей частью уплотнены, смяты в складки, разорваны тектоническими нарушениями, трещиноваты. Слоистость как фактор распределения подземных вод часто уступает здесь свое ведущее место трещиноватости. Поэтому значительное развитие получают трещинные воды зоны выветривания и более глубокие трещинно-жильные воды. Во многих древних или молодых, но глубоко эродированных складчатых областях на поверхность выходят изверженные горные породы (Урал, Забайкалье, Казахстан). Ярким примером таких областей может служить Балтийский массив, сложенный почти исключительно кристаллическими породами; в его пределах трещинные воды развиты очень широко.

Таким образом, в пределах складчатых областей можно выделить:

1. Гидрогеологические массивы, среди которых различаются: а) участки, сложенные изверженными породами (гранитами и др.), гнейсами, метаморфическими образованиями; на этих участках развиты трещинные воды; б) участки, сложенные смятыми в складки, уплотненными, иногда слабо метаморфизованными породами осадочного комплекса; для таких участков характерно широкое развитие пластово-трещинных вод.

2. Участки, сложенные смятыми в складки слабо уплотненными породами осадочного комплекса, к которым приурочены трещинно-пластовые и порово-пластовые воды; на таких участках распространены системы артезианских бассейнов и мульд.

3. Участки (районы), к которым приурочены межгорные артезианские бассейны замкнутого типа с присущими им грунтовыми и межпластовыми напорными водоносными горизонтами; на этих же участках развиты межгорные бассейны грунтовых вод.

4. Участки, сложенные мощными толщами карбонатных пород, сохранившихся нередко в ядрах синклинальных складок, и представляющие собой своеобразные бассейны трещинно-карстовых вод, подстилаемые ложем из кристаллических, метаморфических или терригенных осадочных образований.

Развитие каждой складчатой области имеет свои индивидуальные особенности. Поэтому в одних складчатых областях, преимущественно древних, или в сильно эродированных частях молодых структур наблюдается широкое развитие кристаллических пород, например в Анабарской, Балтийской складчатых областях, в большей части Восточно-

Сибирской складчатой области. В менее эродированных и более молодых складчатых областях, например в Карпатской и Крымско-Кавказской, массивы изверженных пород и кристаллических сланцев занимают подчиненное положение. Здесь широкое развитие получают породы осадочного комплекса.

В каждом горном сооружении можно различать:

1) области инфильтрации и инфлуации атмосферных осадков, обычно совпадающие с областями подземного и поверхностного стока и приуроченные к водоразделам и склонам;

2) области выклинивания подземных вод, т. е. области выхода их на поверхность, приуроченные к нижней части склонов или к их основанию.

В зонах выветривания коренных пород и в покровных образованиях водоразделов создаются неблагоприятные условия для накопления грунтовых вод, так как значительная часть атмосферных осадков, за счет которых пополняются грунтовые воды, расходуется здесь на поверхностный сток. Преобладают пресные грунтовые воды. На гребнях, вершинах и в каменных осыпях могут иметь место явления конденсации, размеры которых, по данным наблюдений в горных райснах Дальнего Востока, весьма значительны.

На возвышенных плато, на древних денудационных поверхностях выравнивания грунтовые воды встречаются в рыхлых продуктах выветривания, в элювии, в трещинах зоны выветривания коренных пород и в покровных образованиях. Условия для питания грунтовых вод здесь более благоприятны, чем на гребнях и на вершинах. Сезонное заполнение трещин водами атмосферного происхождения, значительная мощность зоны аэрации, определяемой в некоторых случаях многими десятками и сотнями метров, особенно большая в карбонатных породах — такова общая характеристика гидрогеологических условий водоразделов.

Для склонов, сложенных коренными породами, характерны [Ланге, 1939]: а) неблагоприятные условия для накопления грунтовых вод в зоне выветривания; б) питание грунтовых вод атмосферными осадками; в) наличие нисходящих источников. Склоны, прикрытые шлейфом рыхлых обломочных отложений, более благоприятны для накопления в последних грунтовых вод. Питание этих вод осуществляется не только за счет атмосферных осадков, но и подтока межпластовых или трещинных вод. Нисходящие источники, жильные и фильтрационные, выходят преимущественно в нижней части склона. Нередко наиболее низко расположенные родники имеют самый постоянный режим. Родники в высокой части склона обычно характеризуются сезонными изменениями режима. Благоприятные условия для накопления грунтовых вод в рыхлых обломочных отложениях дна и склонов складываются в долинах горных областей [Ланге, 1939]. В большинстве случаев в горных долинах распространены аллювиальные отложения с хорошими фильтрационными свойствами. Питание грунтовых вод обеспечивается атмосферными осадками, подтоком в аллювиальные отложения подземных вод со склонов и коренного ложа, а для пойм, в известные сезоны, также и речными водами.

В зависимости от климатических и геологических условий грунтовые воды долин могут быть пресными или солоноватыми и даже солеными (обычно преобладают пресные воды). Можно различать долины, где по всему течению реки или на участках с донной эрозией дренаж горизонта грунтовых вод преобладает над пополнением их из реки. При пересечении закарстованных пород может иметь место потеря воды на отдельных участках долины, близ верхнего по течению контакта известняков с вмещающими породами и выходы карстовых вод в дне долины, близ нижнего по течению реки контакта известняков с другими отложениями. Иной характер имеют долины, где по всему течению реки или на

участках долины с боковой эрозией питание аллювиальных вод из реки преобладает над дренажем.

Питание грунтовых вод бортовой части долины смешанное. Высокие террасы по долинам рек могут иметь грунтовые воды, питание которых обеспечивается атмосферными осадками и подтоком подземных вод со склона коренных пород. У подошвы террасы или на контакте аллювия с цоколем террас появляются нисходящие источники. В древних долинах с погребенным аллювием могут иметь место два аллювиальных потока: верхний (безнапорный) и нижний (напорный).

В условиях пересеченного рельефа горных стран возможны явления миграции аллювиальных и других вод из одной долины в другую по тектоническим трещинам и закарстованным участкам водораздела. Подобного рода явления характеризуются уменьшением расхода реки на участке, из которого происходит утечка воды, снижением уровня или потерей аллювиального потока ниже участка миграции. В долине, в которую происходит перелив, наоборот, наблюдаются мощные источники, увеличение расхода аллювиального потока реки на участке миграции.

К долинам горных рек приурочены участки («желоба») наиболее сильно выветрелых и водоносных пород (известняков, гранитов и др.). Поток подземных вод в аллювиальных отложениях долин и в подстилающих аллювий разрушенных трещиноватых породах образует нередко единое целое — подрусловый поток.

Межгорные котловины, в пределах которых встречаются значительные скопления подземных вод, в своем большинстве занимают особое положение в гидрогеологии горных стран. Подобно долинам рек они играют крупную роль в дренировании водоносных горизонтов горных сооружений. К межгорным котловинам могут быть приурочены: а) бассейны грунтовых вод и б) бассейны грунтовых и артезианских вод. При выходе горных рек в межгорные котловины или в предгорные депрессии обычно происходит поглощение поверхностных вод в конусы выноса и пролювиальные шлейфы с последующей разгрузкой избытка поглощенных вод вдали от гор.

Наиболее интенсивная разгрузка водоносных горизонтов, развитых в пределах складчатых сооружений, должна происходить по их окраинам (например, Копет-Даг, Кавказ, Алтай). Таким образом, горные страны нередко окаймлены поясом развития пресных водоносных горизонтов различной мощности и ширины, через который осуществляется связь подземных вод складчатых областей с грунтовыми и межпластовыми водами прилегающих частей артезианских бассейнов.

Интенсивный и совершенный дренаж в пределах горных стран обусловливает развитие мощной верхней зоны пресных подземных вод, в отдельных случаях достигающей в кристаллических породах нескольких километров. Водоносные тектонические трещины распространяются нередко на большую глубину. Они являются подземными природными дренами, по которым значительные массы подземных вод иногда изливаются на поверхность, образуя «линии источников», или мигрируют из одной долины в другую. Необходимо поэтому наряду с поверхностными дренами — долинами и межгорными котловинами — учитывать также подземный дренаж, осуществляющийся посредством крупных тектонических разрывных нарушений.

В пределах зоны глубокой вертикальной циркуляции преобладающим по составу типом воды является гидрокарбонатно-кальциевый и натриевый. Воды гидрокарбонатно-натриевые обычно залегают глубже. Состав вод этой зоны зависит от состава пород и от глубины циркуляции вод. Поэтому наряду с преобладающими гидрокарбонатно-кальциевыми и натриевыми здесь могут присутствовать воды сульфатно-кальциевые, хлоридные и другие. Возрастание минерализации с глубиной

происходит медленно, и в связи с этим изменение состава подземных вод установлено пока для небольшого числа территорий: для Донецкой, Северо-Казахстанской, Карпатской, Крымско-Кавказской складчатых областей.

Нижняя зона (наиболее медленной циркуляции) в складчатых областях почти не изучена. Предполагается, что она должна иметь почти повсеместное развитие в закрытой части структур.

В противоположность артезианским бассейнам платформ, для которых типична широкая горизонтальная миграция подземных вод и наличие закрытых структур, для горных областей более типичной является глубокая вертикальная миграция подземных вод и преобладание раскрытых структур. Чрезвычайно типично для складчатых областей поясное «линейное» размещение водоносных горизонтов и зон, ориентированных обычно по простиранию складчатых структур. Выдерживающиеся нередко на большом протяжении «линии» выходов пресных и минеральных вод согласованы с главными тектоническими структурами (антиклинальными, синклинальными); реже эти линии являются секущими по отношению к простиранию структур.

По возрасту следует различать несколько категорий складчатых областей.

1. Докембрийские (древнейшие) — Алданская, Анабарская, Балтийская, Украинская.

2. Палеозойские (древние) — Северо-Казахстанская, Уральская, Донецкая и др.

3. Палеозойские (омоложенные) — Тянь-Шаньская, Саяно-Алтайская, Джунгарская, Тарбагатайская и др.

4. Мезозойские и кайнозойские (молодые) — Карпатская, Крымская, Кавказская, Памиро-Алайская, Дальнего Востока, Северо-Востока Сибири и некоторые другие.

Самые древние складчатые области (докембрийские) представляют собой или возвышенности на равнине (Украинская складчатая область), или горные районы (Хибины). Это выступы докембрийского кристаллического основания среди осадочных отложений платформ, докембрийские «щиты», или кристаллические «массивы». Иногда эти выступы не вскрыты эрозией и перекрываются осадочными отложениями (Воронежский, Белорусский массивы). Для структур, вскрытых эрозией, характерно широкое развитие различных трещинных вод и грунтовых вод четвертичного покрова, а иногда и межпластовых вод в мезозойских отложениях (Алданская складчатая область) или третичных (Украинская), или карстовых вод палеозоя (Алданская, Енисейская). Подземные воды этих областей преимущественно трещинные, пресные.

Палеозойские складчатые области характеризуются в значительной степени сглаженным горным рельефом; таковы среднегорье Урала, мелкосопочник Северного Казахстана или возвышенная равнина Донецкого кряжа. В основном они сложены смятыми в складки палеозойскими толщами различного состава и происхождения, древними метаморфическими отложениями и изверженными породами. Это каледонские и герцинские складчатые сооружения, для которых характерно преимущественное распространение пластово-трещинных вод в осадочных породах и трещинных вод в комплексе изверженных пород и кристаллических сланцев. Пресные воды пользуются преимущественным распространением. Спорадически встречаются источники железистых, сульфатных, радиоактивных и других (холодных) вод. Высокоминерализованные воды лишь изредка встречаются в глубоких частях артезианских бассейнов, находящихся внутри складчатых областей, например на Урале. В Северо-Казахстанской области, в долинах, встречаются солоноватые и соленые подземные воды, в формировании состава которых решающее значение имеет засушливый климат страны.

Для мезозойских и кайнозойских складчатых областей характерен среднегорный и высокогорный рельеф. В строении их принимают участие смятые в складки осадочные отложения от палеозойских до кайнозойских включительно, древние допалеозойские отложения, изверженные интрузивные и эффузивные породы разнообразного состава и возраста. Здесь широко распространены трещинно-пластовые, пластово-трещинные воды и воды эффузивных пород, выходящие на поверхность в виде горячих и холодных минеральных источников разнообразного состава. Главные поля углекислых вод приурочены к районам проявления недавней складчатости и некоторым омоложенным складчатым областям.

К глубоким частям межгорных артезианских бассейнов южных молодых складчатых областей приурочены солоноватые и соленые межпластовые воды. Самые молодые складчатые области — Камчатская и Курильская, характеризуются наличием выходов горячих паров, гейзеров и особым типом вулканических вод, связанных с фумаролами.

Палеозойские омоложенные складчатые области занимают особое положение. В основном они оформились в палеозойскую эру. Однако в мезо-кайнозойское время эти области испытывали значительное воздействие тектонических проявлений, а местами — недавних вулканических, метаморфических и рудообразующих процессов, а также крупные вертикальные (глыбовые) перемещения отдельных их частей, что привело к образованию средне- и высокогорных сооружений. Все это весьма сблизило палеозойские складчатые области с областями недавней складчатости и в то же время обусловило возникновение целого ряда специфических черт, позволяющих выделить особую группу палеозойских омоложенных складчатых областей. Последние, так же как и молодые складчатые области, богаты термальными источниками. Для некоторых из них отмечено появление углекислых минеральных вод (Тянь-Шаньская, Саяно-Енисейская, сложная Восточно-Сибирская складчатые области). Вместе с тем преобладание смятых в складки палеозойских пород различного генезиса и подчиненная роль мезо-кайнозойских отложений, залегающих относительно спокойно, не оставляют сомнений в палеозойском возрасте основной складчатости этих регионов и определяют их гидрогеологическое сходство с другими палеозойскими складчатыми областями, которые характеризуются преимущественным развитием пластово-трещинных и трещинных, а также трещинно-жильных пресных вод (холодных и горячих).

Значительно большее разнообразие физических и химических характеристик подземных вод молодых и палеозойских омоложенных складчатых областей обусловлено некоторыми особыми условиями их формирования. Среди них отметим проявления недавних процессов вулканизма и метаморфизма, как одной из первопричин массового накопления углекислого газа в подземных водах определенных частей земной коры.

Юность тектонических нарушений, наличие глубоких молодых разломов обусловливает появление линейных выходов («линий») термоминеральных источников и интенсивную вертикальную миграцию вод. Кислые сульфатные воды, содержащие железо, медь, никель и др., встречаются в пределах рудных полей разнообразных по возрасту областей, например в Балтийской, на Урале, в Забайкалье и т. д.

Зональность

Гидродинамическая и гидрохимическая зональности складчатых областей тесно увязываются с их рельефом и геологическим строением. В первом приближении можно выделить здесь три зоны: первая зона — вертикальной циркуляции и свободного водообмена — интенсивной тре-

щиноватости на водоразделах и склонах. Здесь преобладает вертикальная нисходящая миграция подземных вод, а скорости движения их наибольшие. Заполнение водой пустот и трещин происходит спорадически и связано с выпадением осадков и снеготаянием.

Вторая зона — горизонтальной циркуляции — характеризуется преобладанием горизонтального движения подземных вод, постоянным заполнением пустот и трещин водой. Движение вод в центральной части горного массива, где трещиноватость меньше, — замедленное; вблизи склонов с более развитой трещиноватостью зоны выветривания — интенсивное. Для этой зоны характерно постоянное поступление подземной воды в горные выработки, сравнительно регулярный режим источников, их круглогодичное функционирование.

Третья зона — сложной циркуляции подземных вод (восходящих, нисходящих) — характеризуется весьма замедленным движением подземных вод. Она почти не изучена. Гидрогеологически эффективная трещиноватость пород этой зоны пониженная, за исключением зон молодой тектонической трещиноватости. Отсюда — малая производительность скважин, слабое, хотя и постоянное, поступление подземных вод в горные выработки, углубившиеся в третью зону (за исключением тех ее участков, где проходят зияющие тещины тектонических нарушений или развит карст).

Все три зоны взаимно тесно связаны и характеризуются общим направлением движения подземных вод от внутренних частей горного массива к его периферии, где главная часть вод выходит на поверхность в виде источников, а остальная мигрирует в примыкающие артезианские бассейны.

В вертикальном разрезе можно выделить:

гидрохимическую зону А пресных гидрокарбонатных кальциевых и натриевых вод с подзонами: $А_а$ — вод, содержащих свободный кислород, имеющих окислительную способность, создающих окислительную среду; $А_б$ — вод, лишенных свободного кислорода, создающих восстановительную среду;

гидрохимическую зону Б солоноватых вод с такими же двумя подзонами, но с преимущественным развитием подзоны $Б_б$ (восстановительной);

гидрохимическую зону В, соленых вод и рассолов также с подзонами «а» и «б»; в большинстве случаев для нее характерна подзона $В_б$.

Гидрохимическая зона пресных вод занимает в складчатых областях огромную площадь и распространяется на большую глубину. Подстилающие (?) ее зоны более минерализованных вод (Б и В) распространены преимущественно в молодых складчатых областях и как исключение в древнейших складчатых областях. Палеозойские складчатые области занимают промежуточное положение.

Установлено замещение гидрокарбонатных кальциевых вод гидрохимической зоны $А_а$ гидрокарбонатными натриевыми водами подзоны $А_б$ в глубоких частях гранитных массивов Азиатской части СССР. Г. Д. Лидин и А. И. Кравцов обратили внимание на переход гидрокарбонатных и сульфатных кальциевых вод верхней гидрохимической зоны в гидрокарбонатные натриевые и на глубине — в хлоридно-гидрокарбонатные для пород карбона Донецкого бассейна. В пермской осадочной толще Кузбасса верхняя гидродинамическая зона (по А. А. Гаврюхиной) характеризуется пресными гидрокарбонатно-кальциевыми водами (подзона $А_а$), общая минерализация которых находится в пределах 100—500 *мг/л*. Более глубоко залегают подземные воды, обладающие гидрокарбонатным натриевым составом и несколько повышенной минерализацией (500—900 *мг/л*). Следовательно, изменение состава и минерализации вод не выходит за пределы гидрохимической зоны пресных вод. Мощность ее для рассматриваемого района ориентировочно прини-

мается в 400—500 *м*, быть может, и несколько больше. Вместе с тем с глубиной, по данным Е. Е. Беляковой, в Кузбассе наблюдается появление гидрохимических зон более высокой минерализации (Б и В).

О. К. Ланге, Г. И. Архангельский, Л. Б. Митгарц, В. М. Морозов и другие доказали изменение минерализации и состава вод, распространенных в горных областях и в толщах, слагающих одиночные горы Средней Азии. От центральных частей гор к окраинам увеличивается минерализация вод, изменяется их состав, появляются гидрохимические зоны вод более высокой минерализации (Б и В). Аналогичные изменения были описаны Д. И. Щеголевым и Н. И. Толстихиным для Северо-Казахстанского и Даурского (Забайкальского) складчатых регионов. Для Карпатской складчатой области гидрохимическая зональность установлена А. И. Поливановой, В. Г. Ткачук, Л. К. Овчинниковой; для Крымской — С. В. Альбовым; для Кавказской — А. М. Овчинниковым, М. И. Врублевским, Н. А. Григорьевым, С. А. Шагоянцем и др.; для Сахалинской — В. А. Сулиным и Б. Н. Архангельским.

Наличие вертикальной гидрохимической зональности и присутствие под зоной пресных вод зоны солоноватых вод и даже соленых для молодых складчатых областей не вызывает теперь сомнений. В этих областях пресные гидрокарбонатные воды на глубине замещаются сульфатными или хлоридными солоноватыми и солеными. Уместно отметить, что, по данным исследования жидких включений в кристаллах гидротермальных месторождений различных областей, состав растворов, циркулирующих на глубине, хлоридный натриевый, т. е. гидрохимическая зона соленых вод действительно имеется в глубине гор.

Газовая зональность наиболее рельефно проявляется и сравнительно хорошо изучена на Кавказе (А. М. Овчинников) и в Забайкалье (Н. И. Толстихин). В этих регионах выделяются три крупные зоны (провинции):

а) углекислая, внутренняя, где преобладают щелочноземельные гидрокарбонатные воды, преимущественно холодные;

б) азотная, окаймляющая предыдущую зону; здесь преобладают натриевые термы переменного анионного состава;

в) метановая, периферийная, приуроченная к подошве склона Кавказского хребта и прилегающим депрессиям; в пределах этой территории преобладают соленые воды.

Некоторые из молодых складчатых областей и все древние (неомоложенные) утратили в процессе своего развития зону углекислых газов, вследствие далеко продвинувшегося процесса дегазации. Наблюдения за характером распределения углекислых вод в пределах молодых складчатых областей указывают на спорадическое размещение этих вод и приуроченность их к участкам проявления молодого вулканизма.

Несколько иной характер имеет зональность газов в древней Донецкой области. По Г. Д. Лидину, здесь намечаются следующие зоны по вертикали (сверху вниз):

1) зона кислородно-углекисло-азотных газов; общая газоносность этой зоны составляет 132 *см*^{3} газа на 100 *г* угля (в среднем);

2) зона азотных газов, в которой в крайне малых количествах присутствуют также метан и углекислый газ. Газоносность этой зоны составляет в среднем до 110 *см*^{3} газа на 100 *г* угля;

3) зона азотно-метановых газов, где наблюдается абсолютное и относительное увеличение метана книзу. Газоносность этой зоны составляет от 115 *см*^{3} газа на 100 *г* угля и больше;

4) зона метановых газов, отличающаяся высокой газоносностью (до 1000 *см*^{3} газа на 100 *г* угля). Эта зона характерна для больших глубин.

Последовательное размещение зон и изменение состава их газов Г. Д. Лидин объясняет процессами газообмена. Этот газообмен совершается между газами, выделяющимися в процессе метаморфизма углей (CH_4), мигрирующими к поверхности земли, и газами атмосферы (N_2, Ar и O_2 — в виде CO_2), мигрирующими в обратном направлении в угольный пласт.

Состав газов Донецкой области тесно связан и с зональностью подземных вод. Однако формы этой связи только начинают выясняться. Гидрокарбонатные натриевые и кальциевые воды доминируют в открытой части области, из них натриевые типичны для бо́льших глубин, чем кальциевые. На периферии Донецкой области, там, где она погружается под мезо-кайнозойские отложения, распространены соленые воды и рассолы; и те и другие, видимо, находятся в центральных частях Донецкой области на очень большой глубине.

Разгрузка углекислоты наблюдается в областях прекратившейся и современной вулканической деятельности. Вынос газа из недр сопровождается появлением на поверхности земли углекислых источников. В большинстве случаев преобладают источники холодные углекислые, гидрокарбонатные, кальциевые, реже натриевые или дериваты тех и других. Значительно реже встречаются горячие углекислые источники (Кавказ, Восточный Саян, Памир, Камчатка).

Сказанное свидетельствует о том, что во внутренних частях молодых складчатых областей существуют особые условия питания, стока, разгрузки подземных вод, причем зона формирования углекислых вод располагается сравнительно неглубоко. Тектонические трещины, которые нередко служат путями выхода углекислых подземных вод на поверхность, гидрогеологически эффективны на относительно малую глубину.

Дегазация пород от азота происходит в смежной окаймляющей зоне, приуроченной к бо́льшим глубинам. Последнее подтверждается присутствием здесь натриевых термальных вод, часто гидрокарбонатных или сульфатных. Несомненно, что в окаймляющей зоне — зоне азотных терм — мы имеем наиболее значительный интервал вертикальной циркуляции воды, что обусловлено наличием крупных радиальных перемещений отдельных участков горного сооружения и глубоких синклинальных прогибов осадочных толщ. Термальные азотные воды обычно по составу натриевые, тогда как холодные азотные воды — кальциевые и реже натриевые.

Дегазация пород от метана обычно происходит на периферии горного сооружения в пределах прилегающих к нему артезианских бассейнов, в предгорных или межгорных котловинах внутри складчатых областей (например, Прибайкальский, Ферганский бассейны или северный склон Большого Кавказа). Обычно здесь распространены мощные толщи осадочных отложений, богатые органическим веществом. Выходы углеводородных газов сопровождаются появлением хлоридных натриевых вод, нередко содержащих бром, йод, сероводород и другие микрокомпоненты.

В отдельных исключительных случаях приуроченность углеводородных газов глубинного происхождения отмечается к интрузивным массивам (щелочные породы Кольского полуострова).

Смена азотных вод углекисло-азотными и углекислыми типична для южного округа стока Карпатской складчатой области. В пределах северного округа стока той же области имеет место смена азотных вод метаново-азотными и метановыми.

Для Центрального и Восточного Забайкалья отмечается следующая газовая зональность подземных вод в вертикальном разрезе (сверху вниз):

азотно-кислородная воздушного происхождения
азотно-углекислая, углекисло-азотная, углекислая } холодные воды
углекисло-азотная теплые воды
азотная горячие воды.

Газовая зональность для некоторых районов Западного Забайкалья и Прибайкалья характеризуется сменой (сверху вниз): азотных газов воздушного происхождения азотно-метановыми, метановыми биогенными газами, которые на глубине сменяются вновь азотными газами. Новые факты по изучению газовых включений в кварце и минералов в разных горных районах СССР указывают на присутствие в глубоких частях гидрогеологических массивов различных глубинных газов — азота, метана, углекислоты.

МАЛЫЕ И СРЕДНИЕ АРТЕЗИАНСКИЕ БАССЕЙНЫ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

Среди артезианских бассейнов складчатых областей можно выделить:

1. Артезианские бассейны водоразделов и горных сооружений, к которым, например, относятся бассейны Украинского кристаллического массива, сложенные третичными отложениями, некоторые юрские бассейны Центрального Кавказа, приуроченные к синклинальным структурам, и др.

2. Артезианские бассейны склонов горных сооружений. К ним относится Сочинский артезианский бассейн или северный склон центральной части Большого Кавказа. Бассейны этого типа в отдельных случаях могут быть названы артезианским склоном и представляют собой приподнятое крыло артезианских бассейнов передовых предгорных прогибов.

3. Системы артезианских бассейнов: а) в областях крупных межгорных депрессий, например, в Южно-Таджикской депрессии; б) на погружении горных сооружений, как, например, Керченско-Таманская и Апшеронская системы артезианских бассейнов и мульд; Кызылкумская — в Средней Азии.

4. Артезианские бассейны предгорий и передовых хребтов, такие, как Сунженский или Алханчуртский.

5. Артезианские бассейны синклинальных складок молодых горных сооружений (Копет-Даг).

6. Артезианские бассейны срединных глыб, разделяющих крупные горные сооружения, как, например, Алакуль-Балхашский, Чуйский, Ферганский, Нижне-Зейский. Срединные артезианские бассейны сходны по своим гидрогеологическим особенностям с межгорными артезианскими бассейнами; отличаются они своим положением, более низкими отметками поверхности, более значительными размерами.

7. Артезианские бассейны межгорных тектонических впадин или межгорные артезианские бассейны.

Межгорные артезианские бассейны расположены внутри горной страны и приурочены к межгорным котловинам, в образовании которых тектоническим факторам принадлежит решающая роль. В основном в пределах этих артезианских бассейнов проявляются те же закономерности, которые определяют распределение подземных вод и формирование их состава в бассейнах открытого типа — бассейнах платформенных областей. Межгорные артезианские бассейны обычно занимают сравнительно небольшую территорию, окружены со всех сторон смятыми в складки осадочными породами или породами изверженными, входящими в состав складчатых областей. Их можно поэтому скорее рассматривать как «артезианские озера подземных вод на континентах», как замкнутые или внутренние бассейны в противоположность рассмотрен-

ным ранее артезианским бассейнам открытого (платформенного) типа, сообщающимся между собой и с океаном и как бы представляющим «моря подземных вод» — артезианские моря (Н. И. Толстихин). Размеры их нередко значительно меньше, чем крупных бассейнов платформенных областей, поэтому они могут быть также названы средними и малыми артезианскими бассейнами.

В межгорную котловину, поверхность которой значительно ниже прилегающих к ней гор, обычно стекают поверхностные и подземные воды с водоразделов и склонов. В связи с этим площадь питания подземных вод, находящаяся вне котловины, — внешняя область питания — значительно больше, чем площадь питания, приуроченная собственно к котловине. Подобного рода соотношения областей питания создают условия, благоприятные для накопления подземных вод в межгорном артезианском бассейне и прежде всего грунтовых вод в рыхлых обломочных отложениях, обычно заполняющих котловину.

Помимо притока в котловину поверхностных вод из внешней области питания происходит также перелив подземных вод в артезианские бассейны из коренных пород горных областей. В значительно меньшем количестве в котловину поступают воды за счет атмосферных осадков, выпадающих непосредственно на ее поверхности. Причиной этого является нередко весьма значительное различие между климатическими условиями котловины и окружающих ее гор, а именно: значительно бо́льшая сухость климата котловин. Для Забайкалья, Восточного Саяна, Ферганской котловины и других районов эти климатические контрасты достаточно ясно подчеркиваются, например, распределением растительности — степной в котловинах и лесной на прилегающих возвышенностях и горах. В бортах котловин, особенно сложенных коренными породами, при четвертичном покрове малой мощности условия для пополнения подземных вод мало благоприятны. Питание грунтовых вод происходит существенно за счет атмосферных осадков и подтока глубоких трещинных и межпластовых вод. О. К. Ланге [1939, табл. 3] отмечает преобладание поверхностного стока и испарения для бортов котловин Средней Азии.

В том случае, когда строение впадин осложняется развитием зоны предгорных холмов — «адыров», для полосы этих адыров наиболее благоприятными для накопления грунтовых вод являются впадины между адырами и бортом котловины и межадырные впадины. В межадырных и заадырных впадинах происходит образование конусов выноса, в которых обычно скапливаются пресные воды. Холмы-адыры находятся в неблагоприятных условиях накопления грунтовых вод. На дне котловин О. К. Ланге [1939, 1947] различает полосы подгорного шлейфа, в пределах которых выделяются участки, сложенные образованиями конусов выноса из гор; конусы выноса то сливаются своими краями один с другим, то представляют изолированные «мелкие или крупные сооружения». Между отдельными конусами выносов и склонами гор наблюдаются пониженные участки местности, сложенные делювиальными щебенчато-глинистыми отложениями. В делювиальных участках подгорного шлейфа, сложенных суглинисто-щебенчатыми образованиями, питание грунтовых вод реализуется за счет атмосферных осадков и скудного стока со склонов. В полосе предгорного шлейфа, особенно в конусах выноса, происходит поглощение поверхностных вод и атмосферных осадков. Поэтому данную полосу можно рассматривать как область питания грунтовых вод, стекающих в сторону предгорных равнин. Грунтовые воды, обычно пресные, глубоко залегают в верхних частях конусов выноса. Глубина залегания грунтовых вод уменьшается ближе к периферической их части и «по окраинной полосе конусов выноса «...наблюдается большое количество выходов родниковых вод» [Ланге, 1947].

В направлении от периферии к центру котловины в пролювиальных участках предгорной равнины происходит погружение и осолонение грунтовых вод. Аллювиальные отложения на участках подгорной равнины характеризуются наличием потоков грунтовых вод, обычно пресных. В центральной, срединной части котловины грунтовые воды залегают неглубоко, в пониженных частях дна котловины. В условиях Средней Азии питание грунтовых вод происходит в основном со стороны подгорных шлейфов. Среди грунтовых вод здесь преобладают солоноватые и соленые. Пресные грунтовые воды встречаются спорадически в эоловых песках на дне котловины. Они образуются в основном вследствие инфильтрации атмосферных осадков и располагаются поверх соленых вод основного потока грунтовых вод. Разумеется, что в котловинах северных складчатых областей условия несколько отличаются от того, что мы имеем в Средней Азии. Так, в степном и лесостепном поясах Забайкалья конусы выноса, нередко сливаясь один с другим, выполняют тектонические котловины. Отложения конусов выноса противоположных бортов котловины могут почти сливаться, разделяясь аллювием протекающих вдоль котловины рек. В отличие от грунтовых вод некоторых котловин Средней Азии подземные воды забайкальских котловин обычно пресные и лишь в сухих бессточных котловинах на юге местами слабо солоноватые. Следует пояснить, что, помимо явно выраженных котловин, в рельефе поверхности замкнутых или внутренних бассейнов иногда встречаются и менее отчетливые формы. Не исключается возможность нахождения артезианских бассейнов на склоне горных сооружений и даже на водоразделе.

В строении артезианских бассейнов принимают участие различные по возрасту, составу и генезису осадочные образования. Однако вследствие того, что основная часть бассейнов приурочена к складчатым областям каледонского, герцинского и альпийского возрастов, в строении их принимают участие отложения более молодые, чем возраст складчатых областей или синхронные с ними по возрасту. Отсюда бассейны, сложенные мезозойскими и кайнозойскими образованиями, встречаются чаще, тогда как палеозойские — крайне редко.

Артезианские бассейны горных областей могут быть приурочены к синклинальным складкам, к грабенам, к складчатым сооружениям, осложненным последующими опусканиями. Следует иметь в виду, что не всякая синклинальная складка внутри горных сооружений является артезианским бассейном. Те складки, которые характеризуются сильным уплотнением пород и развитой трещиноватостью, определяющими в данном случае основные пути миграции подземных вод, не могут быть отнесены к артезианским бассейнам.

Вопрос о том, можно ли данную синклинальную структуру принять за артезианский бассейн, не всегда просто и легко разрешим. В качестве примера можно привести Карагандинский артезианский бассейн. Ложе этого бассейна сложено дислоцированными палеозойскими отложениями, которые подстилают и окружают залегающие более спокойно юрские галечники, песчаники, пески, глины и глинистые сланцы общей мощностью в несколько сот метров. Этот юрский бассейн состоит из нескольких артезианских водоносных горизонтов. Палеозойские же породы хоть и смяты в синклинальные складки, но артезианского бассейна не образуют, так как содержат пластово-трещинные воды.

Точно так же палеозойские складки — мульды Донбасса и Кузбасса не образуют артезианских бассейнов. Однако внутри Кузнецкого бассейна имеются отдельные поля, сложенные юрскими отложениями. Так же как и в Карагандинском юрском бассейне, в пределах Кузнецкой котловины образуются внутренние артезианские бассейны. Вопрос этот настолько сложен, что некоторые гидрогеологи продолжают считать, что палеозойские отложения Кузнецкого бассейна входят в артезианский

бассейн, тогда как эти отложения только входят в состав фундамента—ложа, подстилающего юрский бассейн Кузбасса.

Зональность артезианских бассейнов складчатых областей. Эти бассейны в основном подчиняются тем же закономерностям, какие наблюдаются в бассейнах платформенных областей. В пределах межгорных — внутренних, бассейнов также различают три гидродинамические и три гидрохимические зоны, причем гидрохимическая зональность бассейнов изучена лучше, чем гидродинамическая. В настоящее время можно считать установленным, что бассейны с тремя гидрохимическими зонами встречаются в южных районах нашей страны, а в северных и умеренных ее широтах — бассейны с двумя и одной гидрохимическими зонами. Так, в бассейнах Кавказской области и Средней Азии (например, в Ферганском) наблюдаются три гидрохимические зоны, тогда как большинство забайкальских являются однозональными. В частности, для Прибайкальского артезианского бассейна мощность гидрохимической зоны пресных вод достигает порядка 1000 *м* — максимальной величины для этого типа бассейнов. В том же Забайкалье в направлении с севера на юг и от более высоко (топографически) расположенных к более низким, от сточных к бессточным межгорным бассейнам наблюдается все более возрастающее значение двух нижних гидрохимических зон, которые лучше всего представлены на территории смежной с Забайкальем Монгольской Народной Республики. Наличие здесь соленых вод, образовавшихся в континентальных отложениях мелового возраста, свидетельствует об единстве гидрохимического процесса, происходящего в недрах артезианских бассейнов.

Большой интерес представляют некоторые артезианские бассейны Забайкалья в связи с наличием в них артезианских горизонтов углекислых вод — Торейский, Делюнский. Появление углекислоты в артезианских бассейнах Забайкалья можно рассматривать как следствие наложения проявлений недавно угасшей вулканической деятельности. Большое значение углекислого газа в формировании состава отдельных горизонтов артезианских вод Забайкалья сказывается в образовании здесь, редких для Сибири, солено-щелочных вод (типа ессентукских), вод гидрокарбонатно-сульфатных натриево-магниево-кальциевых (делюнский тип минеральных вод), гидрокарбонатных натриевых (балейский тип вод) и ряда других, которые встречаются крайне редко. Углекислота поступает в бассейн снизу из пород фундамента, подстилающих осадочный комплекс.

Замкнутые межгорные артезианские бассейны являются наиболее крупными вместилищами подземных вод внутри складчатых областей. На территории водоразделов и склонов гор, сложенных кристаллическими, метаморфическими и смятыми в складки плотными осадочными отложениями, обычно крупных ресурсов подземных вод не отмечается.

БАССЕЙНЫ ТРЕЩИННО-КАРСТОВЫХ ВОД

Наконец, внутри складчатых областей спорадически встречаются своеобразные бассейны трещинно-карстовых вод, в том числе приуроченные к осевым частям синклинальных складок, сложенным карбонатными породами. Такие бассейны установлены на восточном склоне Урала, в Восточном Саяне, в Восточно-Сибирской складчатой области и во многих других регионах. Для этих бассейнов характерно развитие грунтовых свободных и жильных карстовых вод, преимущественно пресных.

Схема гидрогеологического районирования СССР

Изложенные (кратко) принципы гидрогеологического районирования и характеристика основных типов структур, в зависимости от их гидрогеологических условий, позволяют подойти к схеме гидрогеологиче-

ского районирования СССР. На территории СССР можно выделить крупные и сложные в гидрогеологическом отношении регионы.

1. Группа артезианских бассейнов Европейской части СССР, приуроченных к Восточно-Европейской (Русской) платформе и ее краевым прогибам, и ее складчатое обрамление (докембрийское, палеозойское, мезо-кайнозойское).

2. Группа артезианских бассейнов Средней Азии и Восточного Казахстана и их складчатое обрамление (мезо-кайнозойское и палеозойское).

3. Группа артезианских бассейнов Западной и Восточной Сибири и их складчатое обрамление (докембрийское, палеозойское, мезо-кайнозойское).

Каждая из трех выделенных крупных территорий разделяется на более мелкие (см. приложение, рис. I).

ГЛАВА IV

ЕВРОПЕЙСКАЯ ЧАСТЬ СССР, УРАЛ, КАВКАЗ

Описание гидрогеологии Европейской части территории СССР, Кавказа с Закавказьем и Урала составлено в следующем порядке: 1) артезианские бассейны Европейской части СССР; 2) гидрогеология складчатых областей: докембрийских—Балтийской и Украинской; палеозойских—Донецкой и Уральской; мезо-кайнозойских — Карпатской и Крымско-Кавказской.

АРТЕЗИАНСКИЕ БАССЕЙНЫ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Геологическая история Русской платформы и окружающих ее с юга и востока предгорных прогибов характеризовалась накоплением мощных толщ осадочных отложений, залегающих относительно спокойно на кристаллическом фундаменте. В связи с различием литологического состава отдельных слоев и пачек осадочного комплекса создались благоприятные условия для образования водоносных горизонтов, разделенных относительными водоупорами. В процессе развития фундамента возникли поднятия и крупные впадины, к которым приурочены артезианские бассейны, нередко связанные между собой (рис. 2). В этой системе артезианских бассейнов намечаются три группы, каждая из которых в своем возникновении и развитии связана с особенностями истории определенных частей фундамента платформы и прилегающих к ней предгорных прогибов.

В состав первой группы артезианских бассейнов входят Прибалтийский, Московский, Северо-Двинский и Волго-Камский, с преобладающим развитием палеозойских водоносных горизонтов от кембрийских, ордовикских и силурийских на западе до пермских — на востоке. Три последних бассейна были объединены М. М. Васильевским, Н. Ф. Погребовым и другими [1938] в сложный Восточно-Русский артезианский бассейн. Вторая группа располагается южнее; она включает Львовский, Днепровско-Донецкий, Сурско-Хоперский бассейны с преимущественным развитием мезозойских и палеогеновых водоносных горизонтов. Эта группа артезианских бассейнов на юге отделяется Украинским и Донецким поднятиями от третьей группы южных артезианских бассейнов, к которой относятся: Причерноморский, Приазовский и Терско-Кумский. Кроме того, отдельно рассмотрен Прикаспийский артезианский бассейн юго-востока Европейской части СССР.

Южная группа бассейнов характеризуется тем, что наряду с палеозойским и мезозойским водоносными комплексами весьма существенное значение в отдельных артезианских бассейнах приобретают водоносные горизонты неогена и четвертичных отложений. Важной особенностью бассейнов этой группы является приуроченность части их территории к предгорным прогибам.

На северо-востоке, между Тиманским кряжем и Уралом, находятся артезианские бассейны Печорский, Усинский и Коротайхский.

ПРИБАЛТИЙСКИЙ АРТЕЗИАНСКИЙ БАССЕЙН

Прибалтийский артезианский бассейн находится между Балтийской областью развития древнейших кристаллических пород на западе и севере, Московским бассейном на востоке и Днепровско-Донецким на юго-востоке

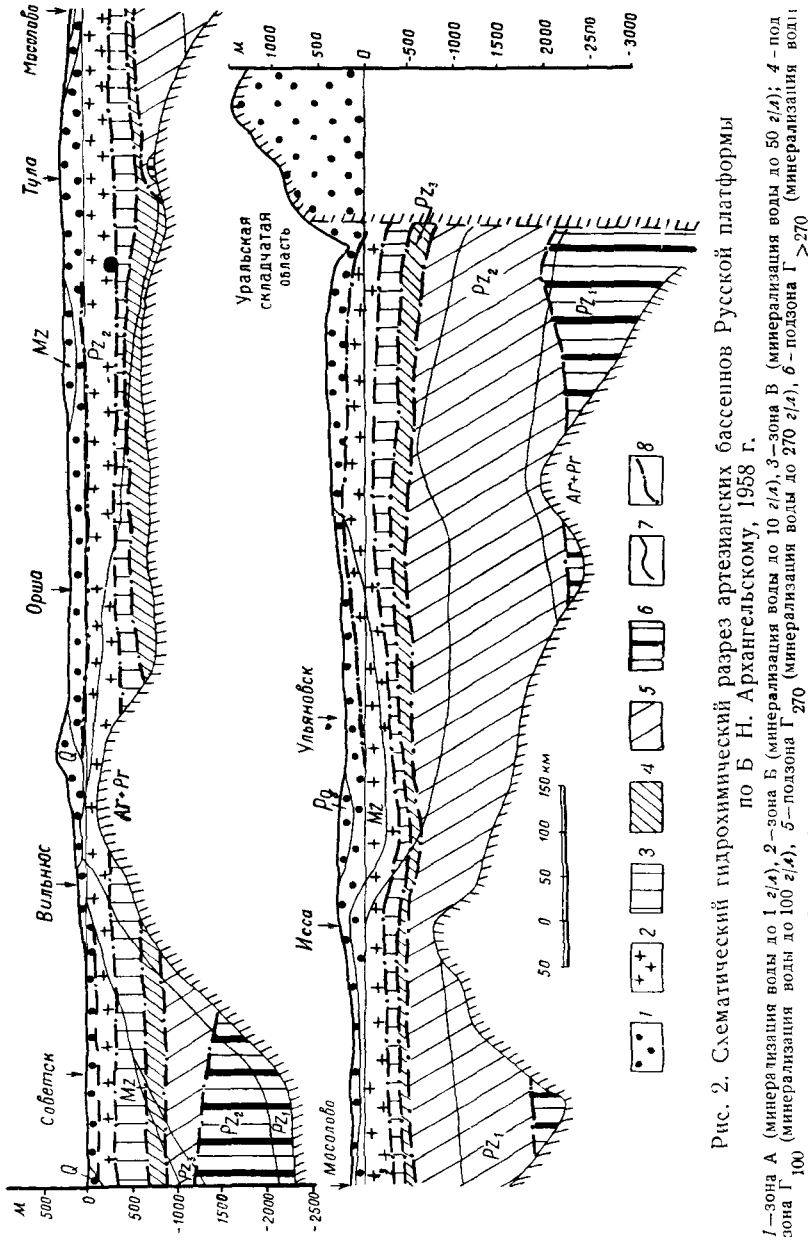


Рис. 2. Схематический гидрохимический разрез артезианских бассейнов Русской платформы по Б. Н. Архангельскому, 1958 г.

1—зона А (минерализация воды до 1 *г/л*), *2*—зона Б (минерализация воды до 10 *г/л*), *3*—зона В (минерализация воды до 50 *г/л*); *4*—подзона Г$_{100}$ (минерализация воды до 100 *г/л*), *5*—подзона Г$_{270}$ (минерализация воды до 270 *г/л*), *6*—подзона Г$_{>270}$ (минерализация воды больше 270 *г/л*); *7*—стратиграфические границы; *8*—границы гидрохимических зон

Граница его на западе и севере проводится по линии контакта пород нижнего палеозоя с гранитами и гнейсами Балтийского щита. Восточная граница проходит по озерам Чудскому и Псковскому, через Локновский выступ фундамента и далее на юг, в направлении на Литовско-Белорусское поднятие в районе г. Минска. От района г. Минска граница следует в западном направлении через западный выступ Литовско-Белорусского поднятия на гг. Лида и Гродно до государственной границы СССР и Польской Народной Республики. В пределах очерченной территории на-

ходится бассейн стока поверхностных и подземных вод в Балтийское море и Финский залив. Водоносные горизонты бассейна дренируются долинами рр. Западной Двины, Пярну, Лиелупе и др.

В строении артезианского бассейна принимают участие верхнепротерозойские, кембрийские, ордовикские, силурийские и девонские отложения. Подчиненное значение имеют отложения карбона, перми, триаса, юры, мела и третичные, развитые в южной части артезианского бассейна. Четвертичные отложения распространены почти повсеместно.

Поверхность кристаллических пород фундамента характеризуется наличием глубокой плоской впадины, получившей название Прибалтийской мульды или Балтийской синеклизы, ось которой погружается с востоко-северо-востока на юго-запад и проходит примерно в направлении от г. Плявинас на Калининград. Глубина залегания фундамента в пределах впадины достигает 2000 *м*, иногда больше. Южная, наиболее глубокая часть ее, находится в пределах Польши и известна под названием Литовско-Мазурской мульды. К западу от Варшавы эта мульда сливается с северо-западным продолжением Львовской мульды.

На окраинах впадины фундамент поднимается, причем на западе — в Швеции, и на севере — в Финляндии, он выходит непосредственно на поверхность, а на востоке и юго-востоке его выступы (Локновский, Мынисте, Литовско-Белорусский) скрыты под покровом осадочных отложений и залегают на отметках от плюс 130 до минус 600 *м*.

Кристаллические породы фундамента были вскрыты на севере артезианского бассейна — в Таллине, Выхме и др., на востоке — в Мынисте и в Локно, на юго-востоке и юге — в Вильнюсе, Друскениках, Минске и по оси артезианского бассейна в городах Плявинасе, Советске и Калининграде.

Пресные воды кристаллического фундамента вскрыты в пределах Литовско-Белорусского выступа. Водообильность пород характеризуется дебитами скважин от 1 до 6 *л/сек* [Махнач, Козлов, 1957].

В Прибалтийском бассейне развито несколько водоносных комплексов

Гдовский водоносный комплекс приурочен к нижнекембрийским, так называемым гдовским[1], пескам и песчаникам с маломощными прослоями и линзами глин. Он состоит из одного или нескольких водоносных горизонтов и лежит непосредственно на фундаменте. Перекрывается мощной толщей ляминаритовых глин (до 100—150 *м*)

Гдовский водоносный комплекс пользуется в Прибалтийском бассейне повсеместным распространением. Мощность его более или менее постоянна (30—50 *м* и более). Залегая на глубине около 100—150 *м* на севере артезианского бассейна, он полого погружается к югу и в осевой части артезианского бассейна вскрыт на глубинах более 1000 *м*. В восточном и юго-восточном направлениях к окраинам бассейна глубина залегания гдовского водоносного комплекса также уменьшается: так, например, в Вильнюсе он был вскрыт на глубине около 400 *м*. Водообильность водоносного комплекса на северном крыле артезианского бассейна характеризуется дебитами скважин, составляющим в среднем 10 *л/сек* (и несколько более). В редких случаях скважины переливают.

Минерализация и состав подземных вод довольно разнообразны. На севере вода преимущественно пресная — гидрокарбонатная кальциевая, с переходами в гидрокарбонатно-хлоридную натриевую с повышенным содержанием кальция (вблизи моря). Южнее по мере погружения водоносных пород минерализация воды возрастает. Так, в Локно на глубине около 400 *м* она составляет около 56 *г/л*, а в Плявинас на

---

[1] В данной работе сохраняется широко принятое среди гидрогеологов название — гдовские слои. Более древний верхнепротерозойский водоносный комплекс имеет очень ограниченное распространение только на юге бассейна (см. Львовский бассейн)

глубине около 1000 *м* — 100—115 *г/л*. На востоке, в районе Дриссы, на глубинах свыше 600 *м* минерализация около 35 *г/л*. В Друскениках и в Бирштокосе высокоминерализованные воды кембрийских отложений используются в лечебных целях. Таким образом, на большей части территории бассейна преобладают соленые воды и рассолы хлоридного кальциево-натриевого состава. На севере, на островах Балтийского моря и Финского залива вода гдовского водоносного комплекса пресная и местами солоноватая, гидрокарбонатно-хлоридная натриевая со значительным содержанием хлористого натрия.

Даже в самых глубоких частях Прибалтийского бассейна в водах наблюдается преобладание азотных газов в основном воздушного происхождения. В пределах распространения гдовского водоносного комплекса можно установить три характерные гидрохимические зоны: зону А — пресных вод, по преимуществу на севере; зону Б — солоноватых вод к югу от предыдущей и зону В — соленых вод и рассолов в наиболее глубоких частях артезианского бассейна.

В пределах Литовско-Белорусского поднятия гдовская свита прикрыта девонскими и меловыми, а местами лишь четвертичными отложениями. Она образует здесь единый комплекс, гидравлически связанный с вышележащими слоями. Абсолютные отметки уровня грунтовых вод этого комплекса достигают наибольших значений (300—340 *м*). Поэтому поверхностные и подземные воды стекают со стороны Белорусской возвышенности в Балтийское море.

На северной окраине артезианского бассейна, в Эстонской ССР, гдовский водоносный комплекс получает, по А. И. Вертэ, питание через глубокие ледниковые ложбины стока, которые местами полностью прорезают вышележащие водоупорные ляминаритовые глины. Под такими ложбинами в гдовских слоях встречены пресные, наименее минерализованные гидрокарбонатно-кальциевые воды. По мере удаления от ложбин повышается минерализация и возрастает содержание в воде хлористого натрия. Общий сток артезианских вод на северной окраине бассейна направлен к Финскому заливу.

Для остальной части территории направление стока точно не установлено. Но поскольку питание артезианского водоносного горизонта происходит на юго-востоке, то разгрузка подземных вод должна осуществляться в Балтийском море, в наиболее пониженных участках.

II ляминаритовый водоносный комплекс залегает между ляминаритовыми глинами снизу и синими кембрийскими глинами сверху. Приурочен он к пескам и песчаникам. Имеет подчиненное значение в основном на северной окраине бассейна (ближе к восточной его границе), где характеризуется наличием пресных вод и достаточно широко используется.

III кембро-ордовикский водоносный комплекс приурочен к пескам и песчаникам кембрия и нижнего ордовика. К последнему относятся оболовые песчаники и диктионемовые слои [Наливкин, 1956]. В основании водоносного горизонта залегает мощный водоупор из синих кембрийских глин, а в кровле — диктионемовые сланцы, ордовикские песчаники, известняки. Мощность водоносного горизонта 10—30, местами до 50 *м*. На севере, по долинам рек и в уступах глинта водоносный горизонт выходит на поверхность и частью дренирован; погружаясь на юг, он становится напорным, артезианским. Дебиты скважин (1—3 и до 5 *л/сек*) характеризуют водоносный горизонт как умеренно водообильный. В западных, приморских районах Эстонской ССР, некоторые скважины переливают.

На севере вода пресная, пригодная для питьевого использования. Так, например, в районе Выхма на глубине 320 *м* вода хлоридно-гидрокарбонатная кальциево-натриевая, имеет минерализацию всего около 0,5 *г/л*. Пресная вода в этом водоносном горизонте распространена и на

юге Эстонской ССР, и лишь на юго-востоке Эстонии на глубине 450—500 *м* она сменяется солоноватсй.

В более южных районах артезианского бассейна III водоносный горизонт залегает на значительной глубине и содержит соленые воды и рассолы, которые могут иметь бальнеологическое значение. Так, в районе Даугавпилса на глубине от 500 до 550 *м* минерализация воды свыше 103 *г/л*; по составу она хлоридная натриевая. Сильно минерализованная вода вскрыта в г. Каунасе на юго-восточном крыле артезианского бассейна, где скважины переливают с дебитом до 40 *л/сек* [Петрулис, 1954]. Между городами Вильнюс и Молодечно кембрийские отложения близко подходят к поверхности и вскрыты под четвертичным покровом. Здесь располагается юго-восточная область питания кембро-ордовикского и, видимо, гдовского водоносных горизонтов.

IV ордовикский водоносный комплекс представлен известняками, глинистыми и мергелистыми, часто доломитовыми. Он может быть разделен на: 1) нижнюю толщу известняков (средний ордовик) мощностью до 60 *м*; 2) кукерские слои с пачками горючих сланцев (верхний ордовик) мощностью до 15 *м*; 3) верхнюю толщу известняков мощностью 80 *м*. Общая мощность ордовикского водоносного комплекса около 150 *м*, местами несколько более. Отложения ордовика выходят на поверхность на севере Прибалтийского артезианского бассейна, слагают уступ глинта и расположенную на юг от него Северо-Эстонскую водораздельную возвышенность, о-ва Хиума и Вормси. В южном направлении эти отложения погружаются, перекрываясь породами силура.

В осевой части артезианского бассейна водоносный комплекс залегает под силурийскими отложениями на глубине 750 *м* и более, на северо-западном склоне Литовско-Белорусского поднятия на 350—500 *м*, а в Вильнюсе он вскрыт всего на глубине 250 *м*. Еще далее на юг, в направлении на Лиду, ордовикские и силурийские отложения выклиниваются, залегая между нижнекембрийскими и меловыми отложениями, на глубине всего лишь около 100 *м* и менее.

По степени водообильности этот комплекс неоднороден. На севере скважины нередко характеризуются дебитами 4—6 *л/сек*. С глубиной трещиноватость затухает и производительность горизонта снижается. Притоки подземных вод в горные выработки подчас огромны. На севере, где породы ордовика выходят на поверхность или прикрыты силурийскими, вода пресная, преимущественно гидрокарбонатная кальциевая с минерализацией 0,3—0,5 *г/л*. На побережье Балтийского моря (вследствие подтока морской воды) она переходит в гидрокарбонатно-хлоридную (магниево)-натриевую с минерализацией 0,5—0,9 *г/л* и более. В южном направлении минерализация возрастает и вода становится гидрокарбонатной кальциево-натриевой. Сильно минерализованная хлоридно-натриевая вода вскрыта в районе г. Каунаса. Пьезометрическая поверхность этого водоносного горизонта располагается здесь выше поверхности земли.

V силурийский водоносный комплекс представлен известняками, доломитовыми известняками, доломитами с прослойками мергелей и глин, обусловливающих развитие нескольких слабо изолированных водоносных горизонтов. Общая мощность толщи 150—200 *м*. В северной части артезианского бассейна она выходит на поверхность, к югу погружается под девонские отложения, а в осевой части артезианского бассейна опускается на 500—600 *м* ниже поверхности. На южной окраине, под Вильнюсом, силурийские породы залегают под маломощными меловыми и четвертичными отложениями на глубине менее 80—100 *м* от поверхности земли.

Водообильность силурийских пород изменяется в широких пределах и может быть охарактеризована дебитами многих скважин порядка

1—7 *л/сек* и больше. С глубиной она уменьшается в зависимости от степени трещиноватости.

Подземные воды силурийского водоносного комплекса на севере артезианского бассейна характеризуются небольшой минерализацией (порядка 0,2—0,5 *г/л* и более) и сульфатно-гидрокарбонатным магниево-натриевым составом. Таков, например, состав воды этого водоносного комплекса в Нинас (о-в Саарема), отраженный в нижеприведенной формуле Курлова

$$M0{,}4\ \frac{HCO_3 74\ SO_4 23}{Ca55\ Mg32\ Na13}.$$

На берегах Балтийского моря состав и минерализация воды изменяются за счет увеличения содержания хлористого натрия Так, в Сырве (о-в Саарема) состав воды следующий:

$$M1{,}35\ \frac{Cl\ 88\ HCO_3 9}{Na62\ Mg21\ Ca16}.$$

Интересно отметить, что при неглубоком залегании и наличии кровли из водоупорных мергелей и глин горизонт этот содержит менее жесткую воду, чем в тех случаях, когда он открыт и содержит грунтовую воду. Солоноватая вода была вскрыта в силурийском водоносном комплексе в Вентспилсе. В более южных районах, где этот водоносный комплекс залегает глубоко (1500—1600 *м*), вода из солоноватой, вероятно, переходит в соленую. Отмечено также возрастание минерализации вод этого комплекса с глубиной по вертикали (Каунас)

III, IV и V водоносные комплексы гидравлически связаны друг с другом, ибо слагающие их породы разбиты системой водопроводящих трещин, а между ними нет достаточно мощных и выдержанных водоупорных горизонтов. Вопросы динамики и водообмена поэтому целесообразно рассмотреть совместно для всех комплексов.

В северной части бассейна все три водоносных комплекса залегают неглубоко от поверхности, причем в ордовикском и силурийском комплексах часто встречаются древние и современные проявления карста. Подмечено, что поверхность уровня подземных вод согласована с рельефом поверхности земли.

На севере Эстонской ССР проходит крупный водораздел поверхностных и подземных вод, который является границей двух бассейнов стока: 1) северного — в Финский залив и 2) южного — в Рижский залив и Чудское озеро Подземные воды, которые формируются и получают питание в пределах Северо-Эстонской водораздельной возвышенности, частью стекают на север от водораздела, где выклиниваются, образуя многочисленные источники, частью направляются на юг и юго-запад, где участвуют в питании рек, озер и также проявляются в виде источников (иногда карстовых), нередко весьма водообильных В общем, северная окраина артезианского бассейна характеризуется исключительно благоприятными условиями питания подземных вод и водообмена. Совершенно иначе дело обстоит в осевой части артезианского бассейна, где водоносные слои уходят на большую глубину под мощную толщу девонских и более молодых образований. Здесь условия водообмена сильно затруднены, и воды становятся солоноватыми [1].

Южная часть артезианского бассейна занимает особое положение От Вильнюса на юг почти до Лиды силурийские и ордовикские породы залегают под мергельно-меловой толщей верхнего мела и под четвертичными отложениями, через которые осуществляется питание всего нижне-

[1] Залегающие под девоном ордовикские и силурийские известняки сильно трещиноваты и весьма водообильны (г Тарту) В районах выклинивания девона (Эстония) под солоноватыми водоносными горизонтами девона подчас залегают пресные воды в силуре, т е наблюдается обратная гидрохимическая зональность

палеозойского водоносного комплекса на весьма значительной площади. Несомненно, что здесь в краевой зоне вода будет хорошей. Разгрузка южной части артезианского бассейна происходит, видимо, на западе, на дне Балтийского моря.

Девонские отложения разделяются на четыре водоносных комплекса общей мощностью 300—400 *м:* VI пярну-наровский водоносный комплекс (средний девон); VII — водоносный комплекс, приуроченный к нижней красноцветной, в основном песчаниковой, толще среднего девона и низам верхнего девона ($D_2+D_3^1$); VIII комплекс водоносных горизонтов карбонатной толщи верхнего девона (D_3^1); IX верхнедевонский водоносный комплекс верхней пестроцветной глинисто-песчаной толщи (D_3^{1+2}).

VI водоносный комплекс — пярну-наровский, представлен песчаниками переслаиванием мергелей, мергелистых доломитов, доломитов и глин, в верхней части местами с гипсом и псевдоморфозами гипса по каменной соли. Подземные воды этого комплекса в северных краевых частях территории его распространения достаточно обильные (г. Тарту), пресные гидрокарбонатные с жесткостью 3—4 *мг-экв.* В более южных районах (Выру, Локно) они сульфатные кальциевые, солоноватые. По мере погружения к центральным частям бассейна происходит увеличение минерализации и возрастает содержание хлористого натрия. Так, на территории Латвийской ССР в Вальмиера состав воды наровского водоносного горизонта следующий:

$$M6\,\frac{C\ 90\,SO_4 5}{Na68\,Ca21\,Mg11}$$

Появление хлоридов натрия в Вальмиера, по А. И. Вертэ, объясняется подтоком соленых вод из гдовского водоносного комплекса в наровские слои (в районе Мынисте) там, где эти слои лежат непосредственно на водоносных гдовских песчаниках. На юго-восточном крыле артезианского бассейна выходы пород шестого водоносного комплекса широкой полосой прослеживаются в районах Вильнюса, Молодечно, Минска.

VII водоносный комплекс, сложенный нижней красноцветной девонской толщей, выходит на поверхность широкой полосой в северной части артезианского бассейна между Павилостой, Ригой и Пярну на западе и берегами Псковского и Чудского озер на востоке. Второй участок выходов красноцветных песчаников VII водоносного комплекса расположен между Каунасом и Вильнюсом на юго-восточном крыле бассейна. Оба участка протягиваются на восток к Московскому артезианскому бассейну. VII водоносный комплекс в осевой части Прибалтийского бассейна залегает под верхнедевонскими отложениями. Он является прекрасным коллектором подземных вод, состоящим из нескольких водоносных горизонтов, крупнейшим и одним из основных водоносных комплексов этого бассейна (за исключением северной его окраины). Водообильность VII водоносного комплекса характеризуется рядом скважин, дебит которых составляет 1—5 *л/сек* (и больше). Там, где этот комплекс перекрыт вышележащим комплексом, дебит скважин увеличивается до 10—15 *л/сек* и более.

Если подземные воды залегают в пределах первых двух сотен метров от поверхности, они обычно пресные с минерализацией до 0,5 *г/л,* преимущественно гидрокарбонатные кальциевые. В центральных частях бассейна и на глубинах свыше 200 *м* вода становится солоноватой, хлоридной (кальциево)-натриевой, как, например, в Вентспилсе. В Локно воды этого водоносного комплекса преимущественно пресные.

VIII водоносный горизонт приурочен к карбонатным и терригенно-гипсоносным отложениям верхнего девона. Он характеризуется большим разнообразием состава и степени минерализации подземных вод. Встречаются воды пресные (питьевые) гидрокарбонатные,

железистые, сульфатные («гипсовые»), сероводородные; солоноватые и соленые — хлоридные натриевые. В ряде мест воды VII и VIII водоносных комплексов имеют лечебное значение и в отдельных случаях эксплуатируются в бальнеологических целях (курорт Кемери) [1].

IX водоносный комплекс, сложенный пестроцветной песчано-глинистой толщей, характеризуется непостоянством литологического состава и, в связи с этим, разнообразной водообильностью, минерализацией и составом вод (пресных в верхних слоях и солоноватых на глубине).

Следует отметить большое влияние вмещающих пород VIII водоносного комплекса, содержащих прослои гипса, на повышение минерализации и изменение состава вод в гидрохимическом разрезе артезианского бассейна в целом. Так, в районе Лиепая состав подземных вод в вертикальном разрезе характеризуется следующим образом (сверху вниз):

I водоносный горизонт на глубине 57—92 *м* (D_3):

$$M0{,}43\ \frac{HCO_3 52\ SO_4 37\ Cl\ 11}{Ca 49\ Mg 41}.$$

II водоносный горизонт на глубине 104—129,8 *м* (D_3):

$$M1{,}8\ \frac{SO_4 62\ HCO_3 34}{Ca 45\ Mg 33\ Na 22}.$$

III водоносный горизонт на глубине 215—328,6 *м* (D_2):

$$M1{,}3\ \frac{HCO_3 58\ SO_4 37}{Mg 70\ Ca 21}.$$

Подобный гидрохимический разрез, когда под сульфатными водами залегают пресные гидрокарбонатные воды, наблюдается иногда и в других районах бассейна. В этих случаях на общем фоне пресных гидрокарбонатных вод между хорошо промытыми породами IX водоносного комплекса верхней пестроцветной толщи и VII водоносного комплекса нижней красноцветной песчаниковой толщи залегают гипсоносные терригенные и карбонатные породы (VIII водоносный комплекс), которые в условиях замедленного движения подземных вод обусловливают более высокую минерализацию последних.

Для всего девонского водоносного комплекса характерна согласованность уровня грунтовых вод и пьезометрических поверхностей напорных вод с рельефом. Крупные возвышенности, такие как Видземская на востоке Латвийской ССР (с высотами свыше 300 *м*) или Литовско-Белорусская на юго-востоке (с высотами того же порядка), являются водоразделами не только для поверхностных и грунтовых вод, но также и для более глубоких артезианских водоносных горизонтов.

X водоносный комплекс приурочен к карбонатным породам верхней перми (казанский ярус). Он имеет большое практическое значение для западной части территории Латвийской ССР, ибо к нему приурочены пресные гидрокарбонатные трещинно-карстовые воды.

XI водоносный комплекс представлен нижнетриасовыми красноцветными и пестроцветными засоленными мергелями и глинами с подчиненными пластами песчаников, к которым приурочены небольшие водоносные горизонты соленых и солоноватых вод. Он залегает выше верхнепермской карбонатной толщи и обусловливает особый гидрохимический тип разреза, характеризующийся появлением более минерализованных водоносных горизонтов (XI водоносный комплекс) среди пресных.

[1] Курорт Кемери — один из крупнейших курортов Советской Прибалтики — использует сероводородные воды, формирующиеся вследствие микробиологических процессов восстановления сульфатов. (*Прим. ред.*)

XII водоносный комплекс, сложенный юрскими песками, перекрыт песчано-глинисто-мергелистой толщей. Подземные воды юрских отложений пресные и слабо минерализованные. Уровень артезианских вод в скважинах в районе г. Каунаса устанавливается ниже поверхности земли; дебит скважин от долей до 1 *л/сек*.

XIII водоносный комплекс состоит из чередующихся песчаных и карбонатных пород верхнего мела, сменяющихся на востоке мелом и мелоподобными мергелями. Он характеризуется наличием пресных вод На востоке бассейна к меловым отложениям приурочены трещинно-карстовые воды. Местами с водами меловых пород связаны пресные источники, дебит которых достигает 100 *л/сек*. Отмечается невыдержанность состава подземных вод мергельно-меловой толщи (пресные — солоноватые), обусловленная, по-видимому, локальным подтоком снизу более минерализованных вод из палеозойских отложений по тектоническим нарушениям.

XIV водоносный комплекс, сложенный песчано-глинистыми отложениями верхнего палеогена, и XV водоносный комплекс, состоящий из глинисто-песчаных неогеновых пород, имеют ограниченное развитие только в центральной части бассейна (в Калининградской области).

XVI водоносный комплекс в четвертичных отложениях распространен широко, но практически используется он главным образом в южной части бассейна, где развиты подморенные и межморенные флювиогляциальные водоносные пески. В впадинах доледникового рельефа мощность четвертичных отложений возрастает до 100 *м* и более, и они приобретают большое значение в питании глубоких водоносных горизонтов.

Заключение. На основании вышеизложенного в пределах Прибалтийского бассейна можно выделить ряд гидрогеологических районов.

1. Крайний северный район преимущественного развития и использования гдовского и ламинаритового водоносных комплексов (Северная Эстония).

2. Северное крыло бассейна — район преимущественного развития и использования кембро-ордовикского, ордовикского, силурийского водоносных комплексов.

3. Центральная часть артезианского бассейна, где развиты девонские, пермские и триасовые водоносные комплексы. Здесь преимущественно используются *девонские водоносные комплексы и, в меньшей* степени, пермский (Эстонская, Латвийская и Литовская союзные республики).

4. Юго-восточное крыло бассейна, где возможно использование силурийского, ордовикского и гдовского водоносных комплексов, широко эксплуатируются девонские и четвертичные водоносные горизонты (Литовская ССР и Белорусская ССР).

5. Южный район развития юрских, меловых и третичных водоносных комплексов (Калининградская область, южные районы Литовской ССР и Белорусской ССР). На крайнем юго-востоке этого района отложения мезо-кайнозоя лежат на гдовских слоях и породах кристаллического фундамента (Друскеники, Белица, Марино, Новогрудок, Тесново).

В Прибалтийском бассейне можно выделить два яруса водоносных комплексов: нижний — гдовский и верхний — кембро-ордовикский и вышележащие. Нижний ярус отделяется от верхнего достаточно мощными и выдержанными толщами глин (ляминаритовой и синей кембрийской). Верхний ярус водоносных горизонтов гидравлически связан в единое целое. Его гидродинамика несмотря на наличие в этом ярусе многих водоносных горизонтов также является единой, ибо водоносные горизонты отделяются один от другого местными невыдерживающимися на больших расстояниях водоупорами. Гидравлическая и гидродинамическая связь водоносных горизонтов верхнего яруса подтверждается:

1) общим соподчинением их пьезометрических уровней рельефу земной поверхности, причем водораздельные возвышенности являются местными областями питания подземных вод, разгрузка которых происходит обычно по долинам рек, 2) отмеченными в ряде случаев фактами перелива и миграции вод из одних водоносных горизонтов в другие, 3) данными наблюдений за режимом водоносных горизонтов и опытными откачками

Гидрохимическая зональность бассейна выражается в повышении минерализации и соответствующей смене состава подземных вод по мере погружения водоносных горизонтов от окраин к центральным частям бассейна. Особенно четко эта зональность установлена для северного крыла бассейна (А. И. Вертэ). Как правило, в вертикальном разрезе бассейна верхняя зона пресных вод с глубиной последовательно сменяется гидрохимическими зонами вод солоноватых, соленых и рассолов Эта последовательность, однако, в некоторых случаях нарушается включиванием VIII и XI водоносных комплексов (см выше), как это отметили А И Вертэ и А И Силин-Бекчурин

Областями питания водоносных комплексов верхней серии являются северное и юго-восточное крылья артезианского бассейна Отдельные возвышенности и водоразделы внутри бассейна являются местными областями питания

Основными областями разгрузки подземных вод являются побережье Балтийского моря и его заливов — Рижского и Финского, котловины озер Чудского и Псковского, долины крупных рек — Западной Двины и др

Подземные воды бассейна широко используются для водоснабжения городов (Таллин) и других населенных пунктов, для лечебных целей (курорт Кемери) и для иных различных нужд народного хозяйства

АРТЕЗИАНСКИЕ БАССЕЙНЫ ЦЕНТРА, ВОСТОКА И СЕВЕРА РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

На обширной территории центральных, восточных и северных областей Европейской части РСФСР располагается Восточно-Русский артезианский бассейн [Погребов, Васильевский и др , 1937] Северо-западная граница его проводится по контакту палеозойских отложений с кристаллическими породами Балтийского щита (Карельский перешеек, Ладожско-Онежский перешеек и от Ладожского озера примерно на устье р Онеги) На севере она совпадает с берегами Белого моря и Чешской губы, на востоке — с западными склонами Тимана и Урала На юге граница этой территории проводится по Общему Сырту и Самарской Луке на Токмовское поднятие и далее по Воронежскому поднятию на Смоленск и Минск Восточно-Русский бассейн сливается с Прикаспийским и Сурско-Хоперским, а на юго-западе—с Днепровско-Донецким, на западе он связан с Прибалтийским бассейном

В пределах этого бассейна выделяются три артезианских бассейна второго порядка Московский, Северо-Двинский и Волго-Камский Московский бассейн охватывает юго-западную часть Московской синеклизы и прилегающие склоны Воронежского, Литовско-Белорусского и Балтийского поднятий фундамента Северо-Двинский представляет естественное продолжение Московского бассейна на север и рассматривается некоторыми гидрогеологами как его северное крыло К нему относятся северная и восточная части Московской синеклизы, восточный склон Балтийского щита и Мезенский прогиб Один от другого бассейны эти отделяются Сухонским тектоническим валом и водоразделом бассейнов рр Волги и Северной Двины (Северными Увалами).

Волго-Камский бассейн расположен на восток от Московского и на юго-восток от Северо Двинского Он охватывает восточную часть

Русской платформы и Предуральский краевой прогиб. На севере его граница с Северо-Двинским бассейном условно проводится по Северным Увалам для грунтовых вод и верхних артезианских водоносных горизонтов и по Котельническому поднятию фундамента для нижних водоносных комплексов; на западе — с Московским бассейном по Окско-Цнинскому валу (для каменноугольного и залегающих выше водоносных комплексов) и по Токмовскому поднятию — для девонского и нижнепалеозойского водоносных комплексов. Все три бассейна взаимосвязаны. Лишь для удобства изложения гидрогеологическая характеристика бассейнов дана в последовательности, приведенной выше.

Московский артезианский бассейн

Московский бассейн является одним из наиболее изученных в Европейской части СССР. Развитые в его пределах водоносные горизонты дренируются в основном долинами рек системы Волги, а на западе — рр. Невы, Великой и верхнего течения р. Западной Двины.

В основании бассейна залегают главным образом древнейшие граниты и гнейсы, которые были вскрыты скважинами на его северных, западных, восточных и южных окраинах, а также в центральных районах. Наибольшие глубины артезианского бассейна совпадают с осью Московской синеклизы и прослеживаются примерно от Ярославля на северо-восток к Котласу. Здесь глубина до кристаллических пород фундамента свыше 2800 *м*.

В строении осадочного комплекса в пределах Московского артезианского бассейна принимают участие верхнепротерозойские, кембрийские, ордовикские, девонские, каменноугольные и пермские отложения. Им подчинены триасовые, юрские и меловые породы.

В Московском бассейне можно выделить следующие гидрогеологические районы:

1-й район. Западное крыло (на запад от Валдайской возвышенности до западной границы бассейна). Район преобладания нижнепалеозойских и девонских водоносных горизонтов.

2-й район. Южное крыло (на юг от линии контакта карбона с девоном до южной границы бассейна в пределах северного склона Воронежского поднятия). Район преобладания девонских водоносных горизонтов.

3-й район. Подмосковная котловина, западные и южные границы которой очерчиваются на геологической карте по линии контакта каменноугольных и девонских пород, а восточная — по линии контакта каменноугольных и пермских. Район исключительно большого развития пресных каменноугольных водоносных горизонтов.

4-й район. Рязанский прогиб, район со значительным развитием мезозойских отложений, залегающих на карбоне (юго-восточная часть бассейна).

5-й район. Окско-Цнинский вал.

6-й район. Северо-Восточная, или Окско-Волжская, часть бассейна (область развития пермских водоносных горизонтов).

Описание водоносных горизонтов и комплексов приводится в стратиграфической последовательности и в соответствии с вышеприведенным выделением гидрогеологических районов.

Водоносные горизонты и комплексы неметаморфизованных докембрийских и нижнепалеозойских отложений

I водоносный комплекс — гдовский, приурочен к пескам и песчаникам нижнего кембрия и состоит из нескольких водоносных горизонтов, переслаивающихся с глинами. Гдовский водоносный комплекс

залегает обычно на породах фундамента и прикрывается мощной толщей ляминаритовых глин. В областях глубокого залегания фундамента под гдовскими слоями лежит комплекс верхнепротерозойских песчаников, глин, алевролитов мощностью местами до нескольких сот метров. Гдовский водоносный комплекс очень широко развит в пределах бассейна. Отсутствует он лишь на его южной и восточной окраинах.

Наиболее близко к поверхности он находится в первом гидрогеологическом районе, на берегах Финского залива, Ладожского озера и на Карельском перешейке. Мощность гдовского водоносного комплекса по мере погружения его на юго-восток, к осевой части бассейна заметно увеличивается (от 40 до 100 *м* и более). Глубина его залегания под Ленинградом от 150 до 200 *м;* в районе Валдая 1500 *м* и более и в районе Ярославля свыше 2500 *м*. В направлении на юг от осевой части бассейна глубина залегания гдовского комплекса уменьшается. Так, под Москвой его кровля залегает в интервале абсолютных отметок минус 1180—1275 *м*. Здесь гдовский комплекс представлен алевролитами, песчаными глинами, аргиллитами, в основании которых лежит мощная толща песков, песчаников, алевролитов и аргиллитов с прослоями глин (нижняя часть валдайского комплекса).

Далее на юг происходит не только уменьшение глубины его залегания, но и уменьшение мощности вследствие выклинивания этих отложений между фундаментом и девонскими слоями на северном склоне Воронежского поднятия. С запада на восток это выклинивание прослеживается примерно по линии Барятин — Тула — Тамбов (южнее этой линии породы девона лежат прямо на фундаменте). На востоке гдовский водоносный комплекс выклинивается в пределах западного склона Токмовского поднятия, несколько восточнее г. Горького.

Водообильность гдовского водоносного комплекса на севере большая и характеризуется дебитами скважин в среднем до 10 *л/сек* и более. В ряде мест скважины фонтанируют. Минерализация подземных вод увеличивается с севера на юг и с запада на восток, достигая своих наивысших значений, по-видимому, в осевой, наиболее глубокой, части бассейна. Вместе с тем меняется и состав вод. Так, например, на севере Карельского перешейка состав вод таков:

$$M0{,}2\ \frac{HCO_3 81\ Cl\ 19}{Na65\ Mg21\ Ca9\ Fe5},$$

южнее, в Сестрорецке:

$$M1{,}1\ \frac{Cl\ 90\ HCO_3 10}{Na82\ Ca10\ Mg8},$$

в Ленинграде:

$$M4{,}3\ \frac{Cl\ 95\ HCO_3 5}{Na82\ Ca10\ Mg8},$$

наконец в Москве на глубине от 1333 до 1416 *м:*

$$M274\ \frac{Cl\ 99}{(Na+K)\ 78\ Mg15\ Ca7}\ Br497;\ J\ 2.$$

Возрастание минерализации и изменение состава гдовских вод с запада на восток в пределах северной части первого гидрогеологического района видно из следующих примеров:

В Павлово (бывшие Колтуши), к востоку от Ленинграда:

$$M6{,}1\ \frac{Cl\ 96}{Na76\ Ca13\ Mg11},$$

Сясьстрой:

$$M6{,}7\ \frac{Cl\ 96}{Na75\ Ca15\ Mg10}.$$

Питание гдовского водоносного комплекса происходит на севере Карельского перешейка, а разгрузка вод — в Финском заливе и Ладожском озере. В районе Силурийского плато, к югу от Ленинграда, находится, видимо, еще одна местная область питания. Наличие двух местных областей питания подтверждается: 1) соответствующим падением поверхности изопьез на Карельском перешейке с севера на юг и на Силурийском плато на юг и на север от проходящего в пределах плато водораздела; 2) данными режимных наблюдений, показывающими, что наиболее высоко уровень воды в артезианских скважинах стоит с марта по май во время снеготаяния, а наиболее низко—с июля по, сентябрь.

Связь водоносного комплекса с Финским заливом, как возможной областью разгрузки, устанавливается на основании того, что во время сильных западных ветров, сопровождающихся подъемом уровня воды в Финском заливе и в р. Неве, поднимается также уровень воды в артезианских скважинах, вскрывающих гдовский водоносный комплекс.

II ляминаритовый водоносный горизонт песков и песчаников залегает над ляминаритовыми глинами и покрывается синими кембрийскими глинами. Глубина залегания второго водоносного горизонта на побережье Финского залива 20—50 *м*. К югу и юго-востоку она возрастает до 100 *м* и более. Так, в Бабино этот горизонт вскрыт на глубине свыше 350 *м*. Мощность водоносного горизонта возрастает от Ленинграда на запад — с 1—6 до 18 *м* (Кингисепп). Водообильность его также увеличивается в западном направлении, что подтверждается сведениями о скважинах с дебитом 0,8—1,6 *л/сек* на западе, где он приобретает большое практическое значение. Состав воды изменяется с запада на восток и в южном направлении.

Так, в Кохтла-Ярве:

$$M0{,}6\,\frac{Cl\,77\;HCO_3\,23}{Na59\;Ca24\;Mg16},$$

далее на восток, в Стрельне:

$$M0{,}9\,\frac{HCO_3\,51\;Cl\,43\;SO_4\,6}{Na87\;Mg9\;Ca3},$$

в Бернгардовке:

$$M1{,}35\,\frac{Cl\,84\;HCO_3\,14}{Na83\;Ca9\;Mg8}.$$

В Редкино этот водоносный горизонт представлен разнообразными песчаниками с прослоями глин и алевролитов общей мощностью 13 *м*. Под Москвой воды кембрийских отложений относятся к рассолам.

Как уже упоминалось, ляминаритовый водоносный горизонт покрывается толщей синей кембрийской глины, которая к югу от Ленинграда имеет мощность свыше 100 *м*. Эта толща глин имеет большое значение, изолируя ляминаритовый и гдовский водоносные горизонты от вышележащих слоев.

III кембро-ордовикский водоносный горизонт песков и песчаников к югу от Ленинграда выходит в уступах глинта и в долинах рек, стекающих в Приневскую низменность и Финский залив. Здесь водоносный горизонт в той или иной степени дренирован. К югу он погружается ниже вреза местной гидрографической сети и становится напорным. Мощность водоносного горизонта 10—50 *м*.

В пределах Силурийского плато вода горизонта пресная. Водообильность его характеризуется скважинами с дебитом от 1 до 10 *л/сек;* местами она еще более снижается. От г. Пушкина на юго-восток, в связи с погружением водоносного горизонта на значительную глубину, минерализация воды увеличивается. Так, в Чудово на глубине около 400 *м* она составляет до 8,8 *г/л*; вода солоноватая, хлоридная натриевая; в то же время в окрестностях Ленинграда вода в этом горизонте пресная.

В качестве примера приведем формулу химического состава воды источника на правом берегу р Тосно (с Саблино, окрестности Ленинграда)

$$M0{,}4\,\frac{HCO_3 72\ SO_4 23\ Cl 5}{(Ca - Mg)\ 88\ (K + Na)\ 12}\,Fe$$

IV водоносный горизонт — ордовикский, на севере, в Силурийском плато, где находится основная область его питания, выходит непосредственно на поверхность Подземные воды этого горизонта в пределах Силурийского плато имеют характер грунтовых трещинно карстовых Отсюда вода направляется на север где проявляется в виде многочисленных, подчас весьма мощных источников с неустойчивым режимом Второй поток трещинно карстовых вод направляется на юг от Силурийского плато и частью выходит в виде источников на границе ордовикских пород с девонскими, частью направляется дальше и питает артезианский ордовикский водоносный горизонт

В области интенсивного водообмена (Силурийское плато) вода ордовикского водоносного горизонта пресная гидрокарбонатная кальциевая С погружением под вышележащие девонские отложения по мере перехода в область затрудненного водообмена она становится солоноватой Так, в Любани состав этой воды характеризуется следующей формулой

$$M1{,}9\,\frac{Cl\,83\ HCO_3 10\ SO_4 7}{Na72\ (Ca + Mg)\ 28},$$

в Бабино

$$M3{,}7\,\frac{Cl\,84\ SO_4 11\ HCO_3 5}{Na73\ Ca14\ Mg13}$$

В Чудово на глубине 175—280 *м* вода становится сильно солоноватой хлоридной (кальциево)-натриевой с минерализацией до 6—9 *г/л* В более глубоких частях Московского бассейна водоносный горизонт содержит соленые воды и рассолы

Ордовикский водоносный комплекс принадлежит к числу наиболее водообильных на севере первого гидрогеологического района Его вода широко используется здесь для водоснабжения (Петродворец, Павловск Гатчина и др)

На западном склоне Токмовского поднятия происходит выклинивание нижнепалеозоических отложений между подстилающими их породами фундамента и покрывающими девонскими отложениями Следовательно восточная граница распространения нижнепалеозоических водоносных комплексов Московского артезианского бассейна проходит по западному склону Токмовского поднятия фундамента В северном и северо восточном направлениях нижнепалеозойский водоносный комплекс далеко уходит в пределы смежных Северо-Двинского и Волго Камского артезианских бассейнов, залегая в глубоких впадинах поверхности кристаллического фундамента платформы

Водоносные горизонты и комплексы девонских отложений

Девонские отложения широко распространены на территории бассейна Они выходят на поверхность на его западной окраине (Главное девонское поле) и на юге, в области Воронежского поднятия (Центральное девонское поле) В остальной части бассейна девонские слои залегают глубоко от поверхности под отложениями нижнего карбона На южном крыле, в области Воронежского поднятия и его погружения на север, девонские слои лежат непосредственно на фундаменте. На фундаменте они лежат также и на крайнем северо западе Московского бассейна (в районе Онежского озера и р Свири), а также на востоке в районе Токмовского поднятия В остальной части бассейна девонские отложения залегают на нижнем палеозое

Среди девонских отложений первого гидрогеологического района (западное крыло Московского бассейна) так же, как и в Прибалтийском бассейне, можно выделить четыре водоносных комплекса.

V водоносный комплекс, приуроченный к наровским слоям

VI водоносный комплекс, включающий тартуские (лужские) слои живетского яруса среднего девона (D_2^2), оредежские и подснетогорские слои нижнефранского подъяруса верхнего девона (D_3). Толща VI водоносного комплекса известна под названием нижней красноцветной (преимущественно песчаниковой).

VII водоносный комплекс, сложенный главным образом карбонатными породами с преобладанием известняков, доломитов, мергелей со слоями глинистых песчаников, глин, местами с пачками гипсов: комплекс включает снетогорские, псковские, чудовские, шелонские, свинордские, ильменские, бурегские слои—нижне- и среднефранского подъярусов ($D_3^1 1 + D_3^1 2$).

VIII водоносный комплекс, представленный верхней пестроцветной глинисто-песчаной толщей, к которой относятся верхняя часть среднефранского подъяруса, верхнефранский и фаменский ярусы ($D_3^1 2 + D_3^1 3 + D_3^2$).

V и VI водоносные комплексы выходят на поверхность на севере и юге рассматриваемого района. К ним приурочены обильные водоносные горизонты в песках и песчаниках с пресной водой неглубоко от поверхности и с соленой — на глубине.

VII водоносный комплекс характеризуется большой неоднородностью литологического состава и в связи с этим — различной степенью водообильности, минерализации и «пестротой» состава подземных вод. Включения и прослои гипса в шелонских слоях этого комплекса обусловили появление в нем вод сульфатных и сероводородных. В Сольцах соленые воды VII водоносного комплекса используются для лечебных целей. Рядом скважин на северо-западной окраине Московского бассейна (в Пскове, Острове, Опочке, Витебске и др.) вскрыты хорошие пресные воды. В то же время в более восточных районах — в Чудове, Новгороде, скважины дали большие притоки солоноватой, непригодной для питья воды.

VIII водоносный комплекс связан с верхнедевонской пестроцветной толщей, невыдержанной по литологическому составу и характеру водоносности. В условиях неглубокого залегания водоносные горизонты характеризуются присутствием пресных вод (Малая Вишера, Старая Русса и др.). Соленые и солоноватые воды были встречены, например, в Чудсве. В ряде случаев в разрезе отмечается смена пресных вод солоноватыми, причем глубина появления солоноватых вод и, следовательно мощность зоны пресных вод, изменяется в широких пределах. Так, в Олонце солоноватые воды были вскрыты на глубине 78—86 *м* и характеризовались следующим составом:

$$M1{,}6\,\frac{Cl\,93\;HCO_3 7}{Na53\;Mg23\;Ca18}.$$

В том же районе, но восточнее, в Подпорожье:

а) на глубине 40—150 *м* $M0{,}3\,\frac{HCO_3 90}{Na56\;Mg23\;Ca21}$,

б) на глубине 160—190 *м* $M4{,}95\,\frac{Cl\,98}{Ca47\;Mg88\;Na24}$.

Однако на общем фоне возрастания минерализации с глубиной наблюдаются случаи, когда более высокоминерализованные воды залегают между горизонтами пресных вод, например в Псковской области. Здесь более минерализованные сульфатные воды шелонских слоев (VII водоносный комплекс), залегают выше менее минерализованных вод

основания VII комплекса и нижней красноцветной толщи. Аналогичные случаи описаны в Прибалтийском бассейне (см. выше).

В качестве хорошего примера значительного возрастания минерализации с глубиной в девонских отложениях (водоносные комплексы VI—VII—VIII) можно привести анализы вод Старой Руссы. Здесь состав подземных вод:

$$\text{на глубине } 18—25\ м\ \ M0{,}5\,\frac{HCO_3 74\ SO_4 22}{Ca43\ Mg42\ Na14},$$

$$\text{на глубине } 58—84\ м\ \ M10{,}6\,\frac{Cl\ 89\ SO_4 10}{Na60\ Ca22\ Mg18},$$

$$\text{на глубине } 110—113\ м\ \ M19{,}4\,\frac{Cl90\ SO_4 9}{Na68\ Ca21\ Mg11}.$$

Для всех девонских отложений в целом отмечается та же согласованность уровня грунтовых вод и пьезометрических поверхностей артезианских вод с рельефом земной поверхности, какая наблюдается в Прибалтийском артезианском бассейне. Таким образом, Силурийское плато, Валдайская возвышенность, Белорусская возвышенность являются крупными водоразделами подземных вод девонских отложений. В особенности следует отметить значение Валдайской возвышенности, которая разграничивает сток в сторону Подмосковной котловины и Приильменской низменности и позволяет выделить первый гидрогеологический район со стоком поверхностных и подземных вод в Балтийское море. Точно так же Литовско-Белорусская возвышенность отделяет область стока подземных вод в Балтийское море от таковой в Черное (бассейн р. Днепра) и Каспийское моря (бассейн р. Волги).

Девонские отложения южного крыла Московского артезианского бассейна развиты в пределах Воронежского кристаллического поднятия и его северного склона, занимая большую часть Центрального девонского поля. Ось Воронежского кристаллического поднятия вытянута с востока-юго-востока на запад-северо-запад в направлении от г. Богучар и г. Павловска на р. Дон через Новый Оскол, Щигры, на водораздел р Оки и левобережных притоков р. Десны. Кристаллические докембрийские породы Воронежского массива слагают фундамент на окраинах Московского и Днепровско-Донецкого бассейнов. Глубина его залегания изменяется от 0 до 150—300 *м*. Поверхность кристаллического поднятия круто спускается на юг, в сторону Днепровско-Донецкого артезианского бассейна и более полого на север, в сторону Московского бассейна. Покрывающие фундамент девонские слои здесь также полого падают на север. На девонских слоях со стратиграфическим несогласием залегают мезозойские отложения, полого падающие на юг.

Девонские отложения Воронежского поднятия по гидрогеологическим соображениям объединяются в четыре водоносных комплекса, описание которых приводится ниже. Для удобства изложения одновременно описываются находящиеся в пределах поднятия водоносные горизонты и комплексы Московского и Сурско-Хоперского бассейнов.

V водоносный комплекс приурочен к старооскольским слоям, мощность которых 13—18 *м* в сводовой части Воронежского массива и до 25—40 *м* и более на его северном склоне. Это большей частью глины и аргиллиты с подчиненными прослоями глинистых известняков, мергелей, песчаников. Водоносные горизонты, различные по водообильности, приурочены к прослоям песчаников и известняков. Дебиты скважин, вскрывших эти горизонты, изменяются от долей литра и, в виде исключения, до 10—15 *л/сек* (район г. Воронежа).

С глубиной отмечается повышение жесткости, минерализации и содержания сульфатов. Так, под Воронежем на глубине 124 *м* минерализация воды 0,8 *г/л*, жесткость 3,6 *мг-экв*; на глубине 136 *м* минерализация воды 1,3 *г/л*, жесткость 6,4 *мг-экв*.

VI водоносный комплекс включает нижнещигровские слои. Они представлены исключительно терригенными образованиями, чередующимися со средне- и мелкозернистыми песчаниками, алевролитами, глинами. Мощность их возрастает с юга на север от 38 *м* (с. Хворостань) до 56 *м* и более (с. Подклетное). В г. Плавске трижды в разрезе сменяются пачки отложений, состоящие из более грубообломочного материала внизу и более тонкого вверху. Таким образом, намечаются три артезианских водоносных горизонта, приуроченных к пескам и песчаникам. Дебит скважин, вскрывших воды этих горизонтов, 0,5—5 *л/сек*. Некоторые скважины фонтанируют. Вода пресная с минерализацией 0,5—0,7 *г/л*, умеренной и малой жесткости. С глубиной качество воды становится хуже — возрастает содержание хлора (до 190 *мг/л*). Воды нижнещигровских слоев вскрыты и широко используются в Воронежской и соседних областях.

VII водоносный комплекс, к которому относятся верхнещигровские, семилукские, петинские слои, охватывает верхнюю часть нижнефранского подъяруса и среднефранский подъярус верхнего девона. В отличие от предыдущего, VI водоносного комплекса, существенное значение в VII водоносном комплексе приобретают известняки, которые чередуются с мергелями, глинами (преобладающими), алевролитами, в основании петинских слоев залегают грубозернистые гравийные песчаники. Общая мощность водоносного комплекса от 30 до 60 *м*. Водообильность отдельных горизонтов известняков и песчаников обычно невелика. В исключительных случаях дебит скважин достигает 7 *л/сек*. Качество воды удовлетворительное.

VIII водоносный комплекс, состоящий из воронежских, евлановских, ливенских, задонских, данково-лебедянских слоев, охватывает верхнефранский подъярус и фаменский ярус верхнего девона. Основной его особенностью является преобладание в разрезе карбонатных отложений, причем их значение возрастает снизу вверх; в верхней части разреза наряду с известняками появляются доломиты. Необходимо также отметить присутствие гипса в данково-лебедянских слоях. Водоносными в данном водоносном комплексе являются преимущественно известняки и доломиты, нередко закарстованные. Постепенное погружение слоев на север создает условия для перехода грунтовых вод в артезианские.

Водообильность водоносных горизонтов комплекса характеризуется дебитами скважин от 1 до 20 и в виде исключения до 40 *л/сек* и источников — от 0,3 до 250 *л/сек*. Вода обычно пресная, гидрокарбонатная кальциевая с минерализацией 0,2—0,3 *г/л*, которая иногда повышается до 0,8 *г/л*; жесткость воды повышенная. Минерализация, жесткость, содержание сульфатов растут с глубиной в северном направлении по мере погружения слоев. Воды данково-лебедянских слоев в области погружения характеризуются возрастанием минерализации за счет сульфатов. Так, в Ряжске минерализация вод свыше 4 *г/л*, а жесткость около 130°. Подземные воды VIII водоносного комплекса в Воронежской и Орловской областях используются для водоснабжения.

Условия водообмена южного крыла Московского бассейна своеобразны и характеризуются рядом особенностей.

1. На северном склоне Воронежского поднятия находится область питания девонских водоносных комплексов южного крыла Московского бассейна, в восточной части поднятия — Сурско-Хоперского бассейна. Подземные воды девонских слоев отсюда направляются на север, северо-восток и восток в сторону Московской синеклизы и Рязано-Саратовского прогиба и Прикаспийской впадины.

2. Мезозойские песчаные слои развиты лишь на водоразделах и имеют «транзитный» характер; через эти слои атмосферные осадки, выпадающие на водоразделах и междуречьях, проникают в девонские слои.

3. На южном склоне Воронежского поднятия, в связи с падением мезозойских отложений на юг, часть подземных вод из этих отложений (не перехваченная долинами рек и не успевшая просочиться в девонские породы) стекает в Днепровско-Донецкий бассейн

4. Значительное количество подземных вод из девонских пород и пород мезозоя стекает к долинам рек Таким образом, область питания водоносных горизонтов приурочена к водоразделам и междуречьям, а местная область разгрузки — к долинам рек

5 Сильно пересеченный рельеф с амплитудами высот до 100 *м* и значительное количество выпадающих атмосферных осадков (свыше 400—500 *мм* в год) при благоприятном геологическом строении обусловливает интенсивный водообмен, вследствие чего породы достаточно хорошо промыты и содержат преимущественно пресные воды до фундамента платформы включительно

6. При движении артезианских вод на север и северо-восток происходит погружение водоносных горизонтов из зоны свободного водообмена в зону замедленного и весьма медленного водообмена и движения; вместе с тем подземные воды постепенно обогащаются сульфатами и хлоридами за счет растворения и выщелачивания девонских пород Особенно велика роль в этом процессе галогенных (гипсоносных и соленосных) пород среднего девона Последние (в частности, каменная соль) залегают в отложениях живетского яруса и были вскрыты скважинами в Туле, Боровске, Серпухове и др.

Полоса гипсоносных и галогенных пород протягивается с северо-запада от г Боровска на юго-восток до г. Тулы и далее и является одним из важных факторов сильного возрастания минерализации и изменения состава девонских вод при их миграции из области Воронежского поднятия на север В глубоких частях Московского артезианского бассейна с девонским комплексом связаны исключительно солоноватые, соленые воды и рассолы

7. Воронежское поднятие кристаллических пород фундамента, включая покрывающие его осадочные отложения, следует рассматривать как сложный водораздел поверхностных, грунтовых, артезианских вод между артезианскими бассейнами Московским, Днепровско-Донецким и Сурско-Хоперским

Девонские отложения южного крыла бассейна, погружаясь на север к осевой части Московского бассейна под карбон, уходят в пределах Московской синеклизы на большую глубину В Москве они вскрыты скважинами в интервале абсолютных глубин минус 200—1030 *м*. Они залегают здесь между нижнепалеозойскими и каменноугольными отложениями и имеют мощность 800—900 *м*. Представлены девонские отложения доломитами, известняками, глинами, мергелями, песчаниками и алевролитами, а гипсы и ангидриты встречены в нижней и верхней части разреза, охватывающего низы среднего и верхи верхнего девона В V водоносном комплексе девонских отложений на глубине 1000 *м* ниже уровня моря в пластах ангидритов и доломитов мощностью около 30 *м* скважиной был вскрыт рассол состава

$$M260\ \frac{Cl\ 99}{(Na + K)\ 86\ Ca9\ Mg5}\ Br347;\ J\ 1$$

Среди газов преобладают азотные Средний удельный дебит скважины 0,2 *л/сек*. Такого же типа хлоридная (кальциево)-натриевая вода, но с меньшей минерализацией (порядка 30 *г/л*) была вскрыта в вышележащих семилукских слоях VII водоносного комплекса.

Еще выше, в воронежских, евлановских и других слоях VIII водоносного комплекса, представленных доломитами, мергелями, известняками, минерализация снижается до 7 *г/л;* вода приобретает хлоридно-

сульфатный кальциево натриевый состав В более высоких слоях девона — лебедянских (того же VIII водоносного комплекса), сложенных доломитами, известняками, глинами, с пропластками и гнездами ангидрита и гипса, вскрыты сульфатные натриево-магниево-кальциевые воды с минерализацией в 4,5 *г/л* Эта вода искусственно газируется и используется в качестве столового напитка и для лечебных целей (так называемая «Московская минеральная вода») Вскрыта она на глубине 200 *м* ниже уровня моря Общая мощность лебедянских слоев под Москвой 185 *м*

К северу и северо востоку артезианские воды девонских отложений встречаются далеко за пределами Московского артезианского бассейна, в смежных с ним Северо-Двинском и Волго-Камском артезианских бассейнах, где они вскрыты глубокими буровыми скважинами Представлены эти воды преимущественно рассолами

К востоку от Окско-Цнинского вала распространение девонских водоносных комплексов ограничивается Токмовским поднятием, в пределах осевой части которого, по девонским комплексам, и проходит восточная граница Московского артезианского бассейна Далее на восток девонские отложения, полого погружаясь, уходят в Волго Камский бассейн

Водоносные горизонты и комплексы каменноугольных отложений

IX водоносный комплекс включает малевко-мураевнинские слои и вышележащую упинскую свиту известняков (C_1) Залегающие в основании каменноугольных отложений малевко-мураевнинские слои представлены глинами, переслаивающимися с известняками и мергелями, водоносность которых невелика Обычно малевко-мураевнинский водоносный горизонт связан с водоносными горизонтами вышележащей упинской толщи Жесткость его вод повышена вследствие загипсованности глин.

Толща упинских известняков мощностью от 25 *м* на юго-западе и до 2 *м* на востоке содержит обильный водоносный горизонт, значение которого особенно велико на южном крыле бассейна Наиболее водообильны скважины в Сталиногорске их дебит достигает 44 *л/сек*, в среднем же дебит их от 2 до 9 *л/сек* Вода пресная с минерализацией 0,3—0,5 *г/л*, состав ее гидрокарбонатный кальциевый На западном крыле Московского бассеина к IX водоносному комплексу относятся лихвинские известняки и доломиты, в которых содержатся обильные пресные воды, играющие большую роль в обводнении буроугольных месторождений

X водоносный комплекс (угленосная толща C_1) представлен чередованием водоносных песков, песчаников, алевролитов, углей с глинами и аргиллитами, общая мощность пород комплекса 15—60 *м* Гидравлически этот комплекс связан с подстилающим его IX водоносным комплексом и покрывающим XI водоносным комплексом Воды его затрудняют и осложняют работы по проходке шахт и добыче угля в Подмосковном буроугольном бассейне Приток воды в некоторых шахтах достигает 200 *м³/час*, отмечались прорывы плывунов Дебит скважин вследствие слабой водоотдачи пород невелик, обычно он равен 0,8—3 *л/сек*, иногда доходит до 7 *л/сек* На крыльях бассейна вода пресная, гидрокарбонатная кальциевая с повышенным содержанием сульфатов и повышенной жесткостью, в центральной части бассейна, под Москвой, где водоносный комплекс вскрыт на глубине свыше 145—170 *м* ниже уровня моря, вода слабо солоноватая с минерализацией около 1,5 *г/л*

XI окский водоносный комплекс (C_1) приурочен к известнякам окской свиты мощностью 30—100 *м* Вскрывшие его скважины характеризуются дебитом 0 6—10 *л/сек* Источники, питающиеся водами этого горизонта, в среднем имеют дебит 8—10 *л/сек* Обычно

воды пресные, гидрокарбонатные кальциевые. Но в сс. Большие Пороги и Максатиха (западное крыло артезианского бассейна) на глубине свыше 200 *м* в XI водоносном комплексе вскрыты горько-соленые воды с минерализацией свыше 13 *г/л* и жесткостью более 50 *мг-экв*.

XII серпуховский водоносный горизонт приурочен к известнякам мощностью в среднем 50 *м*, залегающим на прерывистом водоупоре из серпуховских глин и перекрытым более мощной и выдержанной толщей верейских глин. Этот водоносный горизонт относится к числу наиболее обильных в Московском бассейне. Он широко эксплуатируется на западном крыле бассейна и под Москвой. Производительность его наиболее высоких величин достигает в западной и средней части бассейна, где дебит скважин нередко составляет 30 *л/сек* и более. Дебит источников 0,5—30 *л/сек;* в отдельных случаях — до 100 *л/сек*.

По степени минерализации и составу в серпуховском водоносном горизонте намечаются три типа вод [Троянский, 1939].

I тип — воды с минерализацией 0,3—0,4 *г/л*, гидрокарбонатные кальциевые (жесткость 4—5 *мг-экв*), распространены в западной части бассейна.

II тип — воды с минерализацией (в среднем) 0,4—0,6 *г/л* (жесткость до 8 *мг-экв*), сульфатно-гидрокарбонатные и гидрокарбонатно-сульфатные магниево-кальциевые, распространены в средней полосе.

III тип — воды с минерализацией свыше 0,6 *г/л*, доходящей иногда до 2 *г/л* (жесткость около 12 *мг-экв*), сульфатные магниево-кальциевые, распространены на юго-востоке бассейна (Зарайск, Коломна).

Постепенное изменение минерализации и состава вод с северо-запада на юго-восток связано с движением подземных вод в том же направлении от области выхода серпуховских известняков на поверхность, где происходит поглощение атмосферных вод, к долине р. Оки и ее крупных притоков, где происходит разгрузка водоносного горизонта. В том же направлении с северо-запада на юго-восток наблюдается общее погружение пьезометрической поверхности артезианских вод.

XIII водоносный комплекс, объединяющий каширский и мячковско-подольский водоносные горизонты (C_2), представлен известняками, доломитовыми известняками и доломитами; разделены эти отложения слоем красных каширских глин мощностью 5—10 *м*. Кровлей верхнего горизонта служат невыдержанные и маломощные глинистые слои верхнего карбона. Общая мощность XIII водоносного комплекса составляет в среднем 50 и до 70—80 *м*.

В ряде районов оба горизонта вследствие замещения каширских глин известняками гидравлически связаны в единый сложный водоносный комплекс. По степени водообильности известняки среднего карбона занимают одно из первых мест среди других водоносных горизонтов московского артезианского бассейна. Эта высокая водообильность обусловлена а) значительной трещиноватостью и закарстованностью известняков, б) относительно большой их мощностью, в) обширностью области питания.

Отмечается высокое гидростатическое давление на подошву перекрывающих пород, вследствие чего в ряде мест, в средней части подмосковной котловины и на ее северо-западном крыле скважины фонтанируют (Большие Пороги, Максатиха, Торжок, Калинин, Клин, Звенигород и др.). Дебит скважин колеблется в широких пределах — от 0,7 до 10 *л/сек*, повышаясь в отдельных случаях до 15 *л/сек* и более. Состав воды преимущественно гидрокарбонатный кальциевый, сухой остаток 0,2—0,45 *г/л* и жесткость от 3 до 6 *мг-экв*. Практическое значение горизонта особенно велико на западе и юге бассейна.

XIV водоносный комплекс, к которому относятся верхнекаменноугольные известняки и доломиты, разделяется на два основных водоносных горизонта водоупором (не всюду выдержанным) из глини-

сто-мергелистых прослоев в верхах тегулиферинового горизонта. Водоносный комплекс прикрыт юрскими глинами. Питание его происходит на окраинах бассейна, а также через местные «окна» в пределах распространения водоносного комплекса. Эти внутренние очаги питания приурочены к промывам в юре, выполненным четвертичными песками. Дренаж осуществляется по долинам крупных рек.

Таким образом, на значительной площади распространения XIV водоносного комплекса создается сложная динамика подземных вод, выражающаяся в сближении местных очагов питания и разгрузки водоносного горизонта и в совмещении с ними области напорного движения подземных вод. Все это обусловило сложное распределение пьезометрических уровней, производительности водоносного комплекса и отразилось на качестве его подземных вод. Производительность скважин, вскрывших водоносный комплекс верхнего карбона, высока, особенно на востоке артезианского бассейна, и выражается в среднем в 5—10 *л/сек* и более. Удельные дебиты скважин исчисляются от 3 до 20 *л/сек*, а иногда более 30 *л/сек*. Дебит отдельных скважин достигает 100 *л/сек* и более. По составу воды относятся к гидрокарбонатным, преобладает минерализация в 0,2—0,4 *г/л* и жесткость от 3 до 7 *мг-экв*. При отсутствии в кровле карбона водонепроницаемых пород возможно загрязнение вод XIV водоносный комплекс используется в центральных и восточных районах *артезианского бассейна*.

Район Окско-Цнинского вала является гидрогеологической границей на востоке Московского бассейна в той его части, которая охватывает комплексы карбона и перми. Окско-Цнинский вал простирается в меридиональном направлении от г. Коврова на севере до р. Цны на юге, не доходя до г. Моршанска. По оси вала выходят отложения среднего, а на юге — и нижнего карбона, которые на крыльях сменяются верхнекаменноугольными. На северном погружении вала появляются пермские породы, а на южном — юрские и меловые.

В районе Окско-Цнинского вала имеются выходы вод из каменноугольных пород и скважины, вскрывшие более глубокие горизонты карбона и девона. В районе г. Коврова минерализация воды среднекаменноугольного водоносного горизонта достигает 1,6 *г/л*. Водоносные горизонты в среднем и верхнем карбоне имеют характер грунтовых в осевой части вала, но по мере погружения слоев на запад в сторону Московского, на северо-восток в сторону Волго-Камского и юго-восток — Сурско-Хоперского бассейнов, приобретают напор и становятся артезианскими.

На северном погружении вала скважины, вскрывшие воды XIV водоносного комплекса, характеризуются удельными дебитами от 2 до 60 *л/сек*. Водообильность скважин на нижних террасах по долинам рек больше, чем на водоразделах. На западном крыле вала, в г. Гусь-Хрустальном XIV водоносный комплекс вскрывается на глубине 50—100 *м* и более. Удельный дебит скважин здесь также достаточно велик (5—50 *л/сек*). В более западных районах, а именно: в области Рязано-Костромского прогиба, где каменноугольные породы лежат под мезозоем, производительность скважин, вскрывших XIV водоносный комплекс, уменьшается.

Северо-восточный, или Окско-Волжский, гидрогеологический район Московского бассейна расположен в области глубокого *погружения фундамента*. Здесь каменноугольные водоносные горизонты погружаются под толщу пермских отложений и залегают на значительной глубине от поверхности. По мере погружения слоев на северо-восток минерализация воды возрастает, в результате чего на северо-востоке Московского бассейна в городах Иванове, Владимире, Ярославле, Рыбинске скважинами вскрыты в каменноугольных породах соленые воды и рассолы.

XV водоносный комплекс, состоящий из пермских отложений, занимает довольно значительную площадь на севере и северо-востоке бассейна В разрезе этих отложении можно выделить нижнюю толщу карбонатных пород с гипсом и верхнюю красноцветную толщу, сложенную мергелями, глинами, песками и песчаниками с гипсом. Воды XV водоносного комплекса вскрыты скважины в Ярославле, Иванове и других пунктах Водоносных горизонтов в комплексе несколько Дебит скважин разнообразен (от 0,5 до 16 *л/сек*) Вода обычно солоноватая, соленая и горько-соленая. Типы вод сульфатные кальциевые, сульфатные кальциево-натриевые, сульфатно-хлоридные кальциево-натриевые и другие Наряду с непригодными для питья водами имеются (в пределах распространения неглубоко залегающих от поверхности участков водоносного комплекса) пресные с минерализацией 0,25 *г/л* и более (города Углич, Иваново и др.). Еще в XVIII в из пермских рассолов выварилась соль в сс. Некрасовское, Малые Соли, Нерехта, Со галич, в окрестностях г. Буя и т д Поднимаясь к поверхности, пермские соленые воды питают в отдельных местах грунтовые воды в четвертичных отложениях и создают здесь местные очаги засоления (например, в районе курортов Некрасовское и М Соли)

XVI водоносный комплекс, сложенный юрскими породами, приурочен к среднекелловейским пескам и песчаникам, слабо водоносен Пресные воды, местами со значительным содержанием сульфатов кальция (район г. Орла), образуют горизонты грунтовых и межпластовых вод (на водоразделах) Более значительна водоносность волжских песков и рыхлых песчаников Водоносный комплекс имеет ограниченное распространение и использование, главным образом на востоке и юго-востоке бассейна Качество его вод более высокое, чем вод пермских отложений

XVII водоносный комплекс приурочен к пескам нижнего и верхнего мела Он имеет ограниченное развитие к северу, востоку и югу от Москвы Водоносность пород этого комплекса слабая, воды — грунтовые и артезианские, качество их удовлетворительное

XVIII водоносный комплекс приурочен к четвертичным отложениям, в основном к подморенным, межморенным и надморенным пескам, местами содержащим значительные ресурсы подземных вод Следует отметить Мытищинский район распространения флювиогляциальных и древнеаллювиальных водоносных песков, воды которых используются для водоснабжения

Северо-Двинский артезианский бассейн

Северо-Двинский артезианский бассейн расположен к северу от Московского и Волго-Камского бассейнов. Системы долин рр Северной Двины, Мезени и Онеги дренируют водоносные горизонты этого бассейна

В геологическом строении в пределах территории бассейна принимают участие верхнепротерозойские, нижнепалеозойские, девонские, каменноугольные и пермские отложения. Им подчинены мезозойские образования, преимущественно развитые на юго-востоке и востоке Широко распространены четвертичные—ледниковые—отложения Слои, оставленные бореальной трансгрессией, развиты на берегах Белого моря и по долинам крупных рек Бассейн приурочен к северному крылу и северной части Московской синеклизы, ось которой (наиболее глубокая часть бассейна) проходит с юго-запада от г Вологды на северо-восток до г Котлас К бассейну относится также область Предтиманского прогиба

Породы фундамента обнажены на поверхности земли на западном крыле; они вскрыты на побережье Белого моря, к западу от г Архангельска, на глубинах [1] 613 и 534 *м*; в устье р. Пинеги — 817 *м* На юге в районе г Вологды, они залегают на глубине более 2250 *м*.

I водоносный комплекс приурочен к неметаморфизованным верхнепротерозойским и нижнепалеозойским отложениям, располагающимся на кристаллических породах фундамента в наиболее глубоких частях структуры. Водоносность этих отложений не охарактеризована На северном крыле нижнекембрийские отложения, представленные глинами и водоносными песчаниками, выходят по р Онеге и на берегах Белого моря Вода в них соленая Сульфатно-хлоридные кальциево-натриевые воды были вскрыты скважиной у с Большая Фехтальма в нижнем течении р Онеги, скважина фонтанировала В нижнем течении р. Онеги имеются также соленые источники и колодцы (Усолье, Ярнема) Здесь, по-видимому, происходит разгрузка кембрийских водоносных горизонтов и перелив соленых вод в вышележащие четвертичные отложения В последних в связи с этим наблюдается появление отдельных линз соленой воды среди пресных вод

Песчано-глинистая нижнекембрийская толща широко развита на Онежском полуострове В нижнем течении Солзы, Неноксы и некоторых других рек к ней приурочены источники соленых и солоноватых вод, которые частью используются для выварки соли (Ненокса) На Зимнем берегу Белого моря также выходит кембрийский водоносный комплекс песчаников с прослоями глин По-видимому, в наиболее близких к поверхности и хорошо промытых слоях кембрийской толщи может быть получена пресная вода В направлении на юг кембрийский водоносный комплекс погружается под красноцветную толщу карбона, а еще далее к югу — и девона [2]

II водоносный комплекс, девонский, приурочен к среднему и верхнему девону Он имеет почти повсеместное распространение На западной окраине бассейна выходы девонских отложений прослеживаются узкой полосой, начиная от берегов Онежского озера до Кен-озера Местами в пределах этой полосы девонские отложения залегают на кристаллических породах фундамента Песчаники и глины представляют собой фации континентальных, водных, частью лагунных отложений Вследствие неоднородного литологического состава девонской толщи здесь нет условий для образования обильных и устойчивых водоносных горизонтов, это подтверждается небольшими дебитами артезианских скважин, вскрывших пресные воды в интервале глубин 20—100 *м* Некоторые скважины переливали

В направлении на юг и юго-восток от охарактеризованной выше полосы выходов девона на поверхность эти отложения постепенно погружаются и покрываются сверху осадками карбона Условия водообмена, таким образом, ухудшаются, но создается благоприятная обстановка для получения соленых вод Одновременно с общим погружением происходит, по-видимому, фациальный переход континентальной толщи красного песчаника в отложения лагунного типа и неглубокого замкнутого моря Эти предположения подтверждаются появлением в верхнем девоне пластов известняка, вскрытых Воезерской скважиной (Няндома) В интервале глубин 340—602 *м* здесь вскрыто три горизонта песчаников (D_2 и D_3) Дебиты скважин, получивших воду из этих горизонтов, составляют от 2,5 до 4 6 *л/сек* По данным Б Н Архангельского, отмечается увеличение минерализации с глубиной от 50 до 63 *г/л* и более; состав воды хлоридный (кальциево)-натриевый с наличием брома и отсутствием йода.

[1] Ниже уровня моря

[2] В Вологде при бурении глубокой опорной скважины установлено что на нижнем кембрии лежат морские осадки ордовика

В Вологде девонский водоносный комплекс залегает в интервалах глубин порядка 750—1500 *м* и представлен живетским ярусом среднего девона и верхним девоном. Девонский комплекс подстилается здесь отложениями нижнего палеозоя (ордовика) и прикрыт породами карбона. По характеру минерализации вода относится, видимо, к рассолам. В Западном Притиманье девонские слои выходят на поверхность. Здесь из верхнедевонских песчаников выходят соляные источники, которые в прошлом использовались для выварки соли.

III водоносный комплекс приурочен к красноцветной толще нижнего и среднего карбона, представленной чередующимися слоями песчаников и глин с базальным горизонтом конгломератов в основании. Красноцветная толща вверх по разрезу и в направлении на восток фациально замещается известняково-доломитовой. Водоносность комплекса отличается неустойчивостью. Для химического состава воды характерно преобладание хлористого натрия. В некоторых пунктах северного крыла бассейна, например, сс. Курусановское, Бор и др. (в бассейне р. Онеги), из этих вод выварилась соль. Состав воды для вышеуказанных пунктов можно иллюстрировать следующей сводной формулой:

$$M23\,\frac{Cl\,92-96\;SO_4\,7-3}{(Na+K)\,63-67\;Ca\,27-24\;Mg\,9-8}\;Br\,36-70.$$

Этот комплекс, видимо, вскрыт скважинами на станциях Левашка, Исакогорка и прослеживается далее на восток к Усть-Пинеге. В южном направлении красноцветные породы замещаются породами карбонатной фации открытого моря, погружающимися под известняки и доломиты среднего и верхнего карбона. Минерализация воды при этом возрастает. Так, в Воезерской скважине III водоносный комплекс вскрыт на глубине порядка 340 *м*, причем вода оказалась соленой с минерализацией 44 *г/л*, хлоридная (кальциево)-натриевая.

IV водоносный комплекс сложен карбонатной толщей среднего и верхнего карбона. Полоса выходов известняково-доломитовой толщи карбона широко распространена в бассейне оз. Белое и оз. Лача, в верхнем и среднем течении р. Онеги, на Онего-Двинском междуречье, в нижнем течении рр. Северной Двины, Пинеги и далее на север до берегов Белого моря. В ее пределах широко распространены проявления карста: мощные карстовые источники, исчезающие реки и озера, местами скопления многочисленных воронок различных размеров. Воды в закарстованных породах пресные с минерализацией 0,2—0,3 *г/л* и более, с жесткостью 4—5 *мг-экв*, гидрокарбонатные магниевые и кальциевые. При наличии среди водовмещающих пород гипса в них появляются воды, в той или иной степени насыщенные сульфатами кальция. Минерализация таких сульфатных вод до 3 *г/л*. Таковы, например, источники у д. Скопинская на р. Онеге.

На северо-восточном крыле, в Притиманье, IV водоносный комплекс характеризуется обилием мощных пресных гидрокарбонатных источников и развитием карста. В пределах центральной, восточной и южной площади бассейна каменноугольные отложения скрыты под толщей пермских пород. Вода в них повсюду имеет высокую минерализацию хлоридно-сульфатного и хлоридного типа, что отмечено по данным скважин в Няндоме, Коряжме, Серегово и в других. Так, в Няндоме в интервале глубин 60—301 *м*, при совместном опробовании пермских и каменноугольных водоносных горизонтов, состав воды выразился следующей формулой:

$$M33{,}6\,\frac{Cl\,76\;SO_4\,24}{Na\,74\;Ca\,14\;Mg\,12}.$$

При опробовании лишь верхних слоев (P+C) в интервале глубин 62—243 *м* вода оказалась солоноватой, состава:

$$M5\,\frac{SO_4\,55\;Cl\,40}{Ca\,42\;Na\,38\;Mg\,20}.$$

В Семеновской скважине на р. Северной Двине, ниже устья р. Ваги, карбон был вскрыт в интервале глубин 230—390 *м*; скважина изливала с глубины 239 *м* рассол с минерализацией 81 *г/л*. В Коряжемской скважине карбон был вскрыт на еще большей глубине — около 824 *м*; дебит скважины мал; рассол имел минерализацию свыше 230 *г/л*. В Сольвычегодской артезианской скважине карбон вскрыт, начиная с глубины 777 *м*; дебит скважины очень мал; обнаруженный в этой скважине рассол характеризуется минерализацией 198 *г/л*. На южной окраине г. Вологды каменноугольные отложения были вскрыты в интервале глубин 300—450 *м*. Как видно из приводимых примеров, в глубоко погруженных участках IV водоносный комплекс характеризуется наличием рассолов.

V водоносный комплекс содержится в отложениях гипсоносной кулойской свиты[1] нижней перми. Для ее состава типичны гипсы и доломиты, которые обусловливают широкое развитие в пределах полосы ее карстовых явлений (многочисленные пещеры по рр. Северной Двине, Пинеге, Кулою, незамерзающие источники и ручьи, карстовые воронки и пр.) и сульфатных, сульфатно-гидрокарбонатных и других вод повышенной жесткости и минерализации. Для некоторых источников характерно также появление сероводорода. В качестве примера приведем формулу воды, вытекающей из гипсов на р. Пинеге:

$$M1{,}7\ \frac{SO_4 93\ HCO_3 7}{Ca 96}\ H_2S.$$

К югу и востоку V водоносный комплекс погружается на глубину нескольких десятков и сотен метров под пермскую пестроцветную толщу. Состав воды изменяется за счет увеличения содержания хлористого натрия и повышения минерализации. Вскрыт этот комплекс Воезерской, Семеновской, Коряжемской скважинами. Наиболее глубоко залегает он в Коряжме (523 *м* и более). Здесь в гипсово-доломитовой толще были встречены три прослоя каменной соли. Минерализация рассола, вскрытого в интервале глубин 723—763 *м*, составляла 232 *г/л*, состав воды хлоридный натриевый с повышенным содержанием хлористого кальция. Таким образом, сульфатные кальциевые воды приповерхностных частей водоносных горизонтов сменяются, по мере их погружения на глубину, рассолами хлоридного натриевого состава.

Водоносность V комплекса, весьма значительная для тех его частей, которые находятся в сфере интенсивного дренажа и водообмена, резко падает по мере погружения кулойской свиты; некоторые слагающие свиту породы (гипсы, ангидриты) становятся даже практически неводоносными.

VI водоносный комплекс приурочен к отложениям нижней красноцветной пермской толщи песков, песчаников и глин с подчиненными гипсами в низах комплекса. Водоносность пород не выдержана и заметно убывает с глубиной. Состав вод изменяется в широких пределах от пресных гидрокарбонатных через сульфатные до хлоридных натриевых рассолов, вскрываемых на больших глубинах. В целом в пределах комплекса преобладают соленые воды и рассолы.

VII водоносный комплекс, заключенный в отложениях карбонатной толщи верхней перми, широкой полосой протягивается от бассейна р. Онеги до берегов Мезенского залива, прослеживается в юго-юго-восточном направлении и уходит в бассейн р. Выми. В центральных частях артезианского бассейна VII водоносный комплекс прикрыт отложениями татарского яруса и подстилается осадками карбона и нижней перми. В северной части артезианского бассейна карбонатная толща ха-

[1] Кулойская гипсоносная свита соответствует артинскому и кунгурскому ярусам. (*Прим. ред.*)

рактеризуется большой глинистостью, а также наличием прослоев глин и мергелей, тогда как южнее развиты главным образом чистые белые и серые известняки, лишь отчасти мергелистые; белые мелкопористые известняки, переходящие в оолиты; подчиненное значение имеют песчаники и доломиты. Подобный состав пород обусловил местами развитие карста, например по р. Шултус, в окрестностях ст. Няндомы и др., и, видимо, большую водоносность комплекса на юге. Местами в верхах водоносного комплекса встречен гипс (Тотьма, Леденга).

С VII водоносным комплексом связаны многочисленные источники соленых и сероводородных вод. Эти воды, вскрытые также и скважинами, в настоящее время используются как лечебные, тогда как в прошлом из них вываривалась соль. В курортах северного края — Тотьме (курорт открыт с 1927 г.), Леденгске[1] (открыт с 1896 г.), Сольвычегодске (открыт с 1923 г.), Солонихе (открыт с 1922 г.) используются минеральные воды питьевого и бальнеологического значения, приуроченные к пермским отложениям. Соленые воды, как правило, характерны для тех площадей, где слои VII водоносного комплекса лежат под татарской толщей. Однако в целом артезианские воды VII водоносного комплекса менее минерализованы, чем воды предыдущих водоносных комплексов. Обычно это воды соленые и, как исключение, слабые рассолы.

VIII водоносный комплекс приурочен к породам песчано-глинистой толщи татарского яруса верхней перми. В составе толщи преобладают мергели, песчаники, подчиненное значение имеют известняки, изредка гипс. Территория его распространения охватывает всю юго-восточную половину Северо-Двинского артезианского бассейна. В осевой части и на крайнем юго-востоке бассейна VIII водоносный комплекс прикрыт мезозойскими породами. Мощность его доходит до 350 *м* и более.

Водоносные горизонты, вскрытые в Коряжме, Сольвычегодске, обладают высоким напором и водообильны. Так, дебит Коряжемской скважины при самоизливе достигал 60 *л/сек* (глубина 287 *м*). В Сольвычегодске максимальный самоизлив доходил до 40 *л/сек* и более. Отмечено повышение минерализации для более глубоких горизонтов водоносного комплекса в Коряжме. По степени минерализации воды в глубоких частях бассейна изменяются от солоноватых до соленых. К окраинам, в связи с менее глубоким залеганием татарского водоносного комплекса, минерализация воды уменьшается; наряду с пресными гидрокарбонатными водами здесь встречаются и слабо солоноватые — гипсовые. Так, например, в районе г. Вологды вода пресная, гидрокарбонатная. В бассейне р. Сухоны в пестроцветных мергелях татарского яруса залегают линзы и пласты водоносных песчаников. Качество вод, содержащихся в этих песчаниках, невысокое; дебиты источников — до 7—10 *л/сек*.

IX водоносный комплекс, к которому относятся водоносные горизонты мезозойских отложений, слабо изучен и мало используется; эти воды приурочены к пескам.

X водоносный комплекс в четвертичных отложениях развит широко. Наибольший интерес с этой точки зрения представляют водно-ледниковые и морские песчаные осадки. Первые распространены среди междуречных пространств, вторые — в глубоких впадинах рельефа (древних долинах), заложенных еще в доледниковое время. Вследствие небольшой минерализации подземные воды четвертичных отложений (за исключением бореальных морских в северной части бассейна) занимают первое место по качеству воды. Йодоносные воды, заключенные в морских четвертичных отложениях, имеют практическое значение и эксплуатировались в районе г. Архангельска для добычи йода (Лапоминка).

[1] Теперь курорт им. Бабушкина.

Заключение по Московскому и Северо-Двинскому артезианским бассейнам

Рассматривая артезианский бассейн, как гидравлическую систему, необходимо установить взаимоотношение основных областей питания, стока и разгрузки для различных водоносных горизонтов. Местная область питания гдовского водоносного комплекса находится, как видно из вышеизложенного, на Карельском перешейке, ордовикских и девонских отложений — на Силурийском плато. Главные области питания девонских и каменноугольных отложений располагаются на западе — на Валдае, на юго-западе и на юге — на склонах Литовско-Белорусского и Воронежского поднятий; местная область питания этих горизонтов находится в пределах Окско-Цнинского вала, а также на водоразделе бассейнов рр Волги и Северной Двины, включая Северные Увалы (по данным М. А Гатальского). Последний район является областью питания как для Северо-Двинского, так и для Волго-Камского артезианских бассейнов Помимо территории Северных Увалов, для Северо-Двинского бассейна областями питания на западе являются Прионежье и Онего-Двинское междуречье, а на востоке — западный склон Тимана.

Разгрузка артезианских вод намечается в нескольких местах, соответствующих наиболее низким по гипсометрическому положению участкам краевой (или внутренней) части бассейна. На северо-западном крыле бассейна разгрузка происходит в Финском заливе, Ладожском озере и Невской низине, в направлении которых отмечается понижение пьезометрической поверхности артезианских вод гдовского водоносного комплекса на Карельском перешейке и ордовикского и кембрийского комплексов в северной части Силурийского плато Областью разгрузки является также в Приильменская низина В ее пределах находятся: 1) выходы соленых вод девонского комплекса (источники Старой Руссы, Сольцов и др.), выходы вод ордовикского комплекса на северной ее окраине; 3) выходы вод каменноугольного комплекса пород на восточной.

В южной части Силурийского плато поверхность изогипс подземных вод ордовикского комплекса падает на юг, в сторону Приильменской низины С севера и запада, а также с востока, со стороны Валдая, к Приильменской низине понижается поверхность пьезоизогипс девонских водоносных комплексов (Б Н. Архангельский и др.).

Главной областью разгрузки девонского и каменноугольного водоносных комплексов центральной части Московского бассейна являются долины р. Оки и ее притоков. Сюда направлены линии токов артезианских вод карбона и девона, с севера и запада — от Валдая и с юга — от Воронежского поднятия.

Для Северо-Двинского бассейна важным местом разгрузки нижнекембрийского и каменноугольного водоносных комплексов являются низовья р. Онеги и берега Белого моря, где находятся многочисленные восходящие соленые источники из кембрия (Ненокса) и карбона. Можно предполагать наличие области разгрузки водоносных горизонтов Северо-Двинского бассейна в пределах его северо-восточного крыла, в Западном Притиманье. Здесь по долинам рек может происходить разгрузка артезианских вод, а на водоразделах и междуречьях могут находиться области питания этих вод.

В пределах Подмосковной котловины подземные воды карбона (по данным В. А. Жукова, С. В. Троянского и М. П. Толстого) двигаются от западного крыла бассейна на юго-восток к долине р. Оки, где происходит их разгрузка. Наиболее четко токи подземных вод выражены для серпуховского водоносного горизонта, изолированного от верхних вод непроницаемой кровлей верейских глин. Для среднекаменноугольного и верхнекаменноугольного водоносных комплексов картина направления токов

осложнена местными участками питания и стока, вследствие непостоянства водоупорной кровли, но в целом общий сток артезианских вод и этих горизонтов направлен тоже к р. Оке. В пределах Подмосковной котловины путь стока артезианских вод карбона наиболее короткий, следовательно, наиболее высоки скорости. Этим обусловлено глубокое проникновение инфильтрационных вод и более или менее совершенная промытость данного участка бассейна, с чем связано мощное развитие верхней зоны — пресных гидрокарбонатных или сульфатно-гидрокарбонатных вод. Мощность этой зоны до 300—360 *м*.

Условия разгрузки девонских вод Подмосковной котловины в долине р. Оки, по-видимому, менее благоприятны по сравнению с разгрузкой вод карбона. Часть девонских вод (по В. А. Жукову) разгружается в долину р. Оки через отложения карбона.

Артезианские воды девона центральных частей бассейна крайне медленно передвигаются к области разгрузки. С юга и с запада, из областей питания также медленно поступают пресные инфильтрационные воды; постепенно погружаясь, эти пресные воды в результате сложных процессов выщелачивания и растворения, смешения и вытеснения древних вод превращаются в солоноватые и соленые воды. Этим обусловлена характерная гидрохимическая зональность в распределении девонских вод. На южном крыле Московского бассейна в отложениях девона залегают пресные гидрокарбонатные или сульфатно-гидрокарбонатные воды. Севернее последние сменяются сульфатными водами очень высокой жесткости.

Такая смена отмечена в районе Тулы и Сталиногорска, где в девоне встречены жесткие сульфатные (гипсовые) воды. Образование этих вод связано с присутствием в данково-лебедянском горизонте слоев гипса, а в живетских слоях гипсоносных и галогенных пород. Эти сульфатные воды верхнего девона прослеживаются на широкой площади южного крыла и констатированы также в глубоких скважинах Москвы. В более глубоких слоях девонских отложений в пределах той же площади находятся хлоридные натриевые соленые воды и рассолы.

В Няндоме, в Северо-Двинском бассейне в девоне вскрыты хлоридные кальциево-натриевые воды, которые широко распространены, как мы видели выше, в восточной части этого бассейна. Таким образом, в верхнедевонском водоносном комплексе с юга на север сменяются: 1) зона пресных гидрокарбонатных или гидрокарбонатно-сульфатных вод; 2) зона солоноватых — сульфатных вод; 3) зона хлоридных вод — соленых и рассолов. Эти три гидрохимические зоны составляют полный гидрохимический разрез Московского и Северо-Двинского артезианских бассейнов.

В значительной части этих бассейнов сохранились древние хлоридные рассолы, вероятно, морского происхождения. На южном крыле в области питания глубоко проникли инфильтрационные воды, образовавшие южную промытую зону бассейна, насыщенную пресными водами. В процессе медленного замещения древних хлоридных вод образовалась средняя зона (сульфатных натриево-кальциевых вод). Необходимо подчеркнуть, что мы имеем здесь дело не просто с сульфатными кальциевыми водами, а с сульфатными натриево-кальциевыми водами, формирование которых обусловлено процессами растворения гипса и катионного обмена кальция воды на адсорбционный натрий пород, оставшийся в последних после вытеснения соленой, богатой натрием воды.

Существование в Северо-Двинском бассейне и на северной окраине Московского бассейна источников соленых вод, выходящих из пермских пород, дает также основание рассматривать эти территории как области разгрузки для пермских водоносных горизонтов.

Дальнейшее изучение мест разгрузки подземных вод на основе точных пьезометрических данных позволит выяснить более детально гидро-

геохимические закономерности и разработать более совершенную схему районирования Московского и Северо-Двинского артезианских бассейнов, что даст возможность полного изучения богатейших водных ресурсов в целях эффективного использования их в народном хозяйстве.

Волго-Камский артезианский бассейн

Волго-Камский артезианский бассейн располагается между Московским артезианским бассейном на западе, Северо-Двинским — на севере и Уральской складчатой областью на востоке. На юге он сливается с Прикаспийским и Сурско-Хоперским артезианскими бассейнами. Водоносные горизонты бассейна дренируются долинами системы Волги и ее крупного левого притока — Камы.

Фундамент в этой части Русской платформы построен асимметрично. Наиболее глубоко древнейшие кристаллические породы залегают на востоке, в области краевых предуральских прогибов — Уфимско-Соликамского (северного) и Бельского (южного). От краевых прогибов поверхность кристаллических пород поднимается в западном направлении, переходя в сложную поверхность фундамента восточной части Русской платформы. В пределах части платформы, занятой бассейном, на поверхности фундамента выделяются отрицательные структуры первого порядка:

а) крупная плоская Глазовская мульда (Волго-Камская впадина), ось которой вытянута примерно в широтном направлении, а наиболее глубокая часть совпадает со средним течением р. Камы на участке от г. Сарапула до г. Перми;

б) Мелекесская мульда на юге, вытянутая также почти в широтном направлении;

в) часть склона Московской синеклизы между Токмовским и Котельническим поднятиями (часть Центрального понижения, по Д. В. Наливкину);

г) Предуральский прогиб.

К выступам фундамента относятся Татарское поднятие, Токмовское поднятие, Котельническое поднятие и др. Необходимо отметить также структуры второго порядка, отражающиеся в характере залегания осадочного чехла. К таковым относятся: на окраинах бассейна — Окско-Цнинский вал, Алатырский вал, Жигулевский вал, а внутри бассейна — Вятский вал, Краснокамско-Полазненский вал и др.

Все эти структуры первого и второго порядка обусловливают деление бассейна на гидрогеологические районы или бассейны второго порядка, такие, как, например, Ветлужский, Вятско-Глазовский бассейны, и Мелекесскую артезианскую мульду.

Структуры окраин бассейна отделяют его от смежных артезианских бассейнов. Так, Окско-Цнинский вал отделяет Волго-Камский бассейн от Московского в части, охватывающей каменноугольные и пермские отложения; Алатырский вал и Жигулевская флексура отделяют его от Сурско-Хоперского бассейна. Одновременно Жигулевская структура имеет особое значение, о чем сказано ниже.

В строении Волго-Камского бассейна принимают участие верхнепротерозойские, нижнепалеозойские, девонские, каменноугольные и пермские отложения, которыми завершается основной разрез бассейна. Подчиненное значение имеет комплекс мезо-кайнозойских пород. Специфической особенностью Волго-Камского бассейна является широкое развитие пермских отложений.

Докембрийские образования фундамента вскрыты скважинами во многих пунктах на глубинах от 1000 до 2000 *м* и более. Имеются скважины глубиной в 3000 *м* в Краснокамске и Боровске (у Сергиевска), не достигшие пород фундамента. Подземные воды фундамента не изучены.

Известно лишь [Каштанов, 1952], что в районе устья р. Ижа в интервале глубин 1616—1622 *м* в толще древнего элювия кристаллических пород фундамента вскрыты рассолы состава:

$$M293{,}5\,\frac{Cl\,100}{Na70\,Ca21\,Mg8}.$$

Дебит скважины около 0,1 *л/сек.*

По данным В. А. Кротовой [1956], в окрестностях г. Глазова в центральной части Верхнекамской впадины в интервале глубин 2221—2254 *м* из кристаллических пород фундамента получена вода (дебит 4,16 *т/сутки*, т. е. около 0,05 *л/сек*) состава:

$$M195\,\frac{Cl99\,7\,SO_4 0{,}3}{(Na+K)\,70{,}2\,Ca24{,}1\,Mg5{,}7}\ Br,\ I\ и\ др.$$

По данным того же автора, в с. Азнакаево (Бугульминская возвышенность (в элювии кристаллического фундамента в интервале глубин 1697—1700 *м* вскрыта вода состава:

$$M\ около\ 234\,\frac{Cl\,100}{(Na+K)\,66\,Ca26\,Mg8}\ Br,\ I.$$

Это позволяет предполагать наличие сильно метаморфизованных хлоридных кальциево-натриевых крепких рассолов в породах фундамента.

I водоносный комплекс неметаморфизованных верхнепротерозойских и нижнекембрийских (доживетских) отложений представлен песчано-глинистыми породами большой мощности, сохранившимися в наиболее глубоких частях артезианского бассейна. Залегает он на глубине свыше 2000 *м* По Т П. Афанасьеву [1956] и В А. Кротовой [1956], общая мощность доживетских отложений, получивших название бавлинской свиты, местами (Краснокамск) превышает 1000 *м*. Преобладающими в ней являются песчано-глинистые и глинисто-песчаные породы.

Бавлинская свита широко распространена на востоке Волго-Камского бассейна. Западная граница ее распространения, по В. А Кротовой [1956], проходит примерно по линии Байтуган — Туймазы — Калтасы — Голюшурма — Глазов. В этой свите отмечены немногочисленные нефтепроявления.

Испытания водоносности доживетских отложений были проведены в нескольких скважинах: в Бавлах, Байтугане, Балахне, Краснокамске, Туймазах и др. Водообильность комплекса незначительная и характеризуется дебитами скважин 0,5—0,7 *л/сек* при большом понижении уровня в процессе откачки. Температура вод бавлинской свиты в связи с большой глубиной ее залегания высокая. Так, в Боровке на глубине 2400 *м* температура воды 53,5°С. Повсюду вскрыты высокоминерализованные рассолы. В Байтугане на глубине 2231—2237 *м* получены рассолы с минерализацией 664 *мг-экв* в 100 *г* и удельным весом 1,15 при отношении натрия к хлору, равном 0,62 Состав подземных вод доживетских отложений Краснокамска, по Т. П. Афанасьеву [1956], таков·

$$M208\,\frac{Cl\,99\,7}{(Na+K)\,68\,Ca25Mg7}.$$

Некоторые данные для суждения о составе подземных вод бавлинской свиты приводятся в табл. 3.

Из табл. 3 видно, что воды бавлинской свиты относятся к весьма крепким рассолам, минерализация и состав которых изменяются. Обращает на себя внимание значительное содержание брома при малом (сравнительно) содержании йода. Хлор-бромные коэффициенты вод выражаются величиной свыше 100, но не превышают 236 [Кротова, 1956]. Лишь в воде скважины Чернушки хлор-бромный коэффициент падает до 88.

Таблица 3

Химический состав подземных вод I водоносного комплекса бавлинской свиты

По В. А. Кротовой [1956]

Пункты отбора пробы	Интервал, *м*	Содержание ионов, % *экв*					
		HCO_3	SO_4	Cl	Ca	Mg	Na+K
Глазов, скв. 1 (опорная)	2185—2200	—	0,2	99,8	23	5	72
Бавлы, скв. 16	1977	—	—	100	27	11	62
Байтуган, скв. 2	2231—2237	—	0,2	99,8	32	6	62
Боровка, скв. 8	2479—2520	—	0,2	99,8	30	7	63
Казанла, скв. 11	2158—2068	—	0,4	99,6	21	9	70
Чернушка, скв. 1	2218—2223	—	0,2	99,8	39	9	52

К песчаным отложениям бавлинской свиты приурочены, по-видимому, наиболее метаморфизованные крепкие рассолы весьма древнего возраста.

II водоносный комплекс живетских и нижнефранских отложений ($D_2^2+D_3^1$) представлен преимущественно обломочными породами: песчаниками, алевролитами, аргиллитами с редкими прослоями известняков. Залегает он или на кристаллическом фундаменте, или на доживетских, преимущественно терригенных, отложениях; покрывается относительно водоупорным доманиковым горизонтом, который представлен глинистыми, часто битуминозными сланцами. Мощность водоносного комплекса до 500 *м* и более. Он имеет повсеместное распространение и вскрыт глубокими скважинами в Вожгалах, Котельниче, Краснокамске, Балахне, Сундыре, Мариинском посаде, в устье Ижа на Каме (в Голюшурме), в Шугурово-Байтуганском и Бавлинско-Туймазинском районах и др.

Водоносный комплекс содержит высоконапорные артезианские сильно концентрированные рассолы. Дебиты скважин, по данным опробования в Мариинском Посаде и Байтуганском районе, невелики и составляли от 0,3—0,5 и до 1,6 *л/сек*. В других районах бассейна дебиты скважин колебались от сотых долей до 2—3 *л/сек*. Последние цифры характерны для более водообильных нижнефранских отложений.

Минерализация рассолов различна: 170 *г/л* (Горький); до 260 *г/л* и более (Сундырь); 264—320 *г/л* в Шугуровском районе; 250—280 *г/л* в Бавлинско-Туймазинском районе. Воды характеризуются ничтожным содержанием гидрокарбонатов и сульфатов, хлоридным кальциево-натриевым составом, нередко кислой реакцией с pH 3,5—5,5. Отмечено большое содержание закисного железа (до 250 *мг/л*), окиси кремния (до 250 *мг/л*), брома при малом содержании йода.

Некоторое представление о составе подземных вод живетских и нижнефранских отложений можно составить по данным табл. 4.

III водоносный комплекс верхнефранских и фаменских ($D_3^1+D_3^2$) карбонатных пород залегает на доманиковых слоях, покрывается отложениями карбона. В подчиненном количестве среди верхнефранских и фаменских пород отмечены гипсы. Мощность водоносного комплекса 200—650 *м* и более. Распространен он повсеместно и вскрыт скважинами в тех же пунктах, где и предыдущий водоносный комплекс на глубинах 1200—2000 *м* и более. Породы III комплекса характеризуются значительной трещиноватостью, кавернозностью, закарстованностью, сильным поглощением глинистого раствора при бурении скважин, дебит которых в разных пунктах меняется в широких пределах от сотых и десятых долей до 25 *л/сек* при больших пони-

Таблица 4

Химический состав подземных вод II водоносного комплекса живетских и нижнефранских отложений

По Т. П. Афанасьеву [1956] и В. А. Кротовой [1956]

Местоположение скважин	Интервал опробования, *м*	Минерализация, $\frac{г/л}{мг\text{-}экв}$ на 100 *г*	Содержание ионов, в % *экв*					
			HCO_3	SO_4	Cl	Ca	Mg	Na+K
Нижние Чершилы, Татарская республика	—	Свыше $\frac{242,1}{—}$	0,02	0,1	99,88	20,946	6,52	72,54
Малая Ивановка, Татарская республика	—	$\frac{252}{—}$	0,02	0,06	99,92	23,8	5,2	71,0
Живетские отложения								
Голюшурма, скв 4	1616—1622	$\frac{—}{790,8}$	0,02	0,02	99,96	22,7	7,2	70,1
Азнакаево, скв. 22	1666,4—1667,7	$\frac{—}{823,7}$	—	0,02	99,98	21,9	9,7	69,4
Бугульма, скв. 1	1921,6—1922,6	$\frac{—}{784,1}$	–	0,02	99,98	25,1	7,8	67,1
Бавлы, скв. 2	1779,5—1781	$\frac{—}{764,2}$	—	—	100,0	27,6	8,3	64,1
Щугурово, скв. 5	1774—1776	$\frac{—}{751,9}$	—	0,02	99,98	29,1	6,2	64,7
Байтуган, скв. 24	2144—2152	$\frac{—}{731,8}$	—	0,02	99,98	33,9	6,8	59,3
Краснокамск, скв. 3—В	1960—2149,3	$\frac{—}{790,6}$	—	0,2	99,8	20,8	6,7	72,5
Карлы, скв. 12	2185—2187	$\frac{—}{845,6}$	0,02	0,2	99,78	15,0	5,2	79,8

Кинзебулатово, скв. 154/36	2445—2456	— 460,0	0,06	2,48	97,46	3,3	0,9	95,8
Улема, скв 4	1925—1928	— 776,6	—	—	100,0	29,2	7,2	63,6
Жигулевск, скв. 2	1820—1826	— 775,8	0,02	—	99,98	29,2	5,7	65,1
Сызрань, скв. 49	1553—1553,6	— 720,5	0,02	0,14	99,84	23,9	7,9	68,2
Сызрань, скв. 152	2248—2252 5	— 783 3	0,02	0,10	99,88	48,2	2,3	49,5
Нижнефранские отложения								
Татарский свод (по данным 18 проб)	1520—1820	— 714—868	0—0,04	0—0,4	100—99,6	10,9—34,3	4,8—9,8	56,5—84,4
Глазов, скв. 1 (опорная)	2045—2058	— 776,4	0,02	0,3	99,68	18,9	6,5	84,6
Котельнич, скв 1	1555	— 566,9	0,02	0,68	99 30	24,3	6,2	69,5
Мариинский Посад, скв 1	1761—1762	— 802,6	—	0,24	99,76	20,7	7,6	71,7
Горький, скв. 2 (опорная)	1199—1210	— 611,4	0,08	0,22	99,70	21,0	8,3	70,7
Восточная часть бассейна, районы г Перми, Краснокамска, Бирска и др (по данным 12 проб)	1790—2204	617,9—832,0	0—0,04	0—0,3	99,68—100,0	21,0—52,4	4,5—9,9	42,3—72,5
Сызрань, скв. 49	1523,6—1524	— 706,7	0,04	0,16	99,80	21,9	7,9	70,2
Район Губахи, восточная окраина бассейна, скважина с дебитом свыше 5 *л/сек*	157	— 4,6	20,5	79,1	0,4	72,1	1,3	26,6
Стерлибашево, юго-восточный склон платформы	2600—2700	— 816,7—858,6	0,02	0,14	99,98—99,84	35—40	7,6—8,2	52,2—57,0

жениях. Удельный дебит скважин выражается в сотых и тысячных долях литра в секунду, что свидетельствует о преимущественно малой водообильности верхнедевонских карбонатных пород.

Артезианские высоконапорные воды комплекса могут быть охарактеризованы как крепкие хлоридные кальциево-натриевые рассолы.

Некоторое представление о составе вод верхнефранских и фаменских карбонатных пород бассейна дает табл. 5.

Таблица 5

Химический состав подземных вод III водоносного комплекса— верхнефранских и фаменских отложений

По Т. П. Афанасьеву [1956] и В. А. Кротовой [1956]

Местоположение скважин	Интервал опробования, *м*	Минерализация, *г/л* / *мг-экв* в 100 *г*	Содержание ионов, в % *экв*					
			HCO_3	SO_4	Cl	Ca	Mg	Na+K
Котельнич, Кировская обл. . . .	1553	173,74 / —	0,16	0,44	99,4	37,64	5,44	56,92
Котельнич	1657	162,42 / —	0,14	0,50	99,36	37,84	5,50	56,66
Сундырь, Марийская АССР . .	1241	248,64 / —	0,04	0,42	99,54	15,88	9,42	74,70
Сундырь	1560	169,80 / —	0,94	—	99,06	23,90	0,78	75,32
Голюшурма, Татарская АССР .	1865	184,4 / —	0,35	0,57	99,08	18,91	0,27	80,82
Глазов	1884—1907	— / 690,5	0,04	0,54	99,42	19,2	7,14	73,66
Краснокамск, скв. 3-В	1741—1750	— / 773,7	0,02	0,26	99,72	20,34	7,12	72,54
Сызрань, скв. 1 .	1132—1302	— / 647,9	0,0	0,46	99,50	20,32	7,72	71,96
Черкассы, скв. 1	2147—2174	— / 788,4	0,02	0,10	99,88	42,28	8,86	48,86

Приведенные данные о II и III водоносных комплексах средне- и верхнедевонских отложений свидетельствуют о широком развитии в девонских отложениях на большей части артезианского бассейна крепких и очень крепких рассолов, хлоридных кальциево-натриевых. Общий тип вод выдерживается на больших расстояниях, хотя имеются некоторые различия в минерализации, составе и в степени метаморфизации вод.

На восточной окраине артезианского бассейна (западный склон Урала) девонские известняки, доломиты и терригенные отложения выходят на поверхность. К ним приурочены пресные гидрокарбонатные воды. Известняки и доломиты закарстованы. Местами с этими породами связаны мощные источники с дебитами до 2000 *л/сек*.

В области передовых хребтов Урала, как это видно по анализам воды из скважины в районе Губахи (см. табл. 4), под пресными водами залегают солоноватые сульфатные натриево-кальциевые. В западном (от Уральских гор) направлении, в сторону предгорных прогибов, девонские отложения погружаются на очень большую глубину (свыше 3000 *м*). Одновременно возрастает минерализация и изменяется состав подземных вод.

Состав газов, растворенных в водах девонских отложений, по данным В. А. Кротовой [1956], преимущественно азотно-углеводородный с содержанием (в % по объему) азота от 14 до 50, метана и других углеводородов до 88. Значительно реже встречаются чисто углеводородные и азотные газы.

IV водоносный комплекс нижнекаменноугольных отложений состоит из нескольких толщ:

1) нижней карбонатной толщи (турнейский ярус) мощностью от 25 до 250 *м*;

2) средней терригенной толщи (верхняя часть турнейского яруса — основание визейского) мощностью от 20 до 350 *м* и более;

3) верхней карбонатной толщи (средняя и верхняя часть визейского и намюрский ярус) мощностью 200—500 *м*.

Глубина залегания кровли терригенной толщи нижнего карбона изменяется от 970 до 2000 *м* и более. Наиболее глубоко она вскрыта в области Предуральского прогиба — в Стерлибашево, Кинзебулатово (2137—2168 *м*).

Водоносность нижней карбонатной толщи характеризуется дебитами скважин, составляющими десятые и сотые доли литра в секунду при больших понижениях. По своему составу — это хлоридные кальциево-натриевые крепкие рассолы с минерализацией в 600—800 *мг-экв* на 100 *г* с наличием брома и йода. О составе вод турнейской карбонатной толщи дают представление данные табл. 6.

Терригенная толща нижнего карбона представлена песчано-глинистыми разностями. Ее водообильность изменяется в широких пределах и характеризуется дебитами скважин в десятые и сотые доли литра в секунду. В отдельных случаях водообильность терригенной толщи несколько повышается, о чем свидетельствуют дебиты некоторых скважин: 1 *л/сек* (Котельнич), 5 *л/сек* (Глазов), 5—8 *л/сек* (Самарская Лука), 10—40 *л/сек* при большом понижении динамического уровня (Краснокамск). Удельный дебит скважин Краснокамска, по В. М. Куканову [1945], выражается в 0,002—0,007 *л/сек*. Небольшие удельные дебиты установлены также Б. А. Дуткевичем [1950] для скважин Самарской Луки (от 0,004 до 0,016 *л/сек*).

По минерализации и составу эти воды сходны с водами предыдущей — турнейской, карбонатной толщи. Лишь на

Таблица 6

Химический состав вод турнейских отложений

По В. А. Кротовой [1956]

Место отбора проб	Глубина опробования, *м*	Минерализация в *мг-экв* на 100 *г*	Содержание ионов, % *экв*					
			HCO_3	SO_4	Cl	Ca	Mg	Na+K
Для бассейна в целом (по данным 12 проб)	995—1600	599—805	0—0,1	0,14—0,86	99,10—99,78	7,40—19,96	4,44—13,96	71,80—87,06
Шугурово, скв. 3	1020—1025	641,18	0,06	0,72	99,22	10,02	6,32	83,66
Туймазы, скв. 62	115?	741,62	0,08	0,14	99,78	12,76	10,50	76,74
Бантуган, скв. 87	1246—1247	724,04	0,06	0,46	90,48	15,18	6,42	78,40
Краснокамск, скв. 17	1446—1465	754,88	0,04	0,30	99,66	19,98	8,24	71,80
Бугуруслан, скв. 53	1600—1616	747,04	0,08	0,38	99,54	10,54	13,96	75,50

Таблица 7

Химический состав подземных вод терригенной толщи визейского яруса нижнего карбона

По Т. П. Афанасьеву [1956] и В. А. Кротовой [1956]

Место отбора проб	Глубина опробования, *м*	Минерализация, $\frac{г/л}{мг\text{-}экв \text{ на } 100\ г}$	Содержание ионов, % *экв*					
			HCO_3	SO_4	Cl	Ca	Mg	Na+K
Шугурово, Татарская АССР . . .	—	$\frac{252,8}{—}$	0,04	0,54	99,42	13,74	2,70	83,56
Крым-Сарай, Татарская АССР . . .	—	$\frac{256}{—}$	0,04	0,36	99,60	15,80	11,4	72,80
Туймазы, Башкирская АССР . . .	—	$\frac{202}{—}$	0,001	0,32	99,68	14,82	9,82	75,9
Там же, скв. 98	1000	$\frac{—}{751,84}$	—	0,06	99,94	13,38	10,84	75,78
Булдырь, Татарская АССР	1026	$\frac{139,8}{—}$	0,16	0,40	99,44	17,2	6,8	76,0
Голюшурма, Татарская АССР . .	920	$\frac{\text{Свыше } 210}{—}$	0,01	0,05	99,99	12,48	6,25	81,27
Краснокамск, Пермская обл . .	—	$\frac{254\,2}{—}$	0,03	0,14	99,83	19,48	7,21	73,31
Котельнич, Кировская обл . . .	1410	$\frac{245,5}{—}$	0,16	0,42	99,42	21,42	21,24	57,34
Для всей центральной части бассейна (по данным 14 проб) .	919—1436	$\frac{592—804}{—}$	0,01—0,16	0,04—0,92	99,08—99,94	9,94—19,78	2,70—11,82	72,52—85,68
Бугуруслан, скв. 287, южная часть бассейна	1600	$\frac{—}{730,94}$	0,08	0,34	99,58	16,86	6,08	77,06
Самарская Лука	975—1375	$\frac{—}{360—754}$	0,02—0,42	0,02—0,32	99,54—99,94	9,04—16,64	39,92—11,06	72,30—87,04
Сызрань (по данным 8 проб) Горький, скв. 2	709—714	$\frac{—}{183,92}$	0,42	7,54	92,04	14,78	8,40	76,72

западной (Окско-Цнинский вал и район г. Горького), южной (Самарская Лука) и восточной (Урал) окраинах бассейна минерализация вод заметно снижается. Данные о составе вод терригенной толщи приводятся в табл. 7.

Верхняя (визе-намюрская) карбонатная толща нижнего карбона представляет собой единую водоносную систему. Эта толща сильно трещиновата, а местами пориста и кавернозна и повсюду прикрывает терригенные отложения. Во многих местах бассейна она вскрыта скважинами на глубинах 600—1000 *м* и более. Водообильность верхней карбонатной части разреза подтверждается данными опробования некоторых скважин. Особенно значительна водообильность там, где поверх серпуховских известняков лежат верейские песчаники. В области погружения этот водоносный горизонт изучен в немногих пунктах и характеризуется наличием солоноватых, соленых вод и рассолов. Некоторые данные о составе вод верхней карбонатной толщи нижнего карбона приводятся в табл. 8.

Таблица 8

Химический состав подземных вод визе-намюрской карбонатной толщи IV водоносного комплекса

По В. А. Кротовой [1956]

Место отбора проб	Глубина опробования, *м*	Минерализация в *мг-экв* на 100 *г*	Содержание ионов, % *экв*					
			HCO_3	SO_4	*Cl*	Ca	Mg	Na + K
Шугурово, скв. 16 . .	671—685	80,78	3,24	31,82	64,94	9 60	6,52	83,88
Булдырь, скв. Р-3 .	900	451,04	0,06	1,80	98,04	12,90	11,00	76,10
Краснокамск, скв. 82 . .	1184—1188	765 38	0,06	0,38	99,56	17 88	8,36	73,76
Сызрань, скв. 19	900	356,16	0,10	1,56	98,34	19,04	8,34	72,62

V водоносный комплекс среднекаменноугольных отложений представлен также преимущественно карбонатными породами. Залегающий в основании среднего карбона (если из разреза выпадают башкирские известняки) верейский горизонт представлен глинами, песчаниками, мергелями, известняками. Водоносный комплекс состоит из нескольких водоносных горизонтов Общая его мощность до 260—700 *м*. Глубина залегания башкирских и верейских отложений (основание среднего карбона) изменяется в пределах от 550 до 1185 *м*. На западной и восточной окраинах бассейна среднекаменноугольный водоносный комплекс выходит на поверхность, а на большей части бассейна залегает на глубине от нескольких десятков до 500—800 *м* и более. Он характеризуется значительными напорами и разнообразной, но небольшой водообильностью. Воды на участках выхода пород этого комплекса на поверхность — пресные, на участках погружения — солоноватые, соленые и рассолы до крепких включительно. Наиболее высококонцентрированные рассолы, приуроченные к верейским известнякам и песчаникам и к подстилающим их башкирским известнякам, были вскрыты в районе Краснокамска. Состав этих вод, по Т. П. Афанасьеву [1956]:

$$M260\,\frac{Cl\,99{,}7}{(Na + K)\,64\,Ca24\,Mg12}.$$

Некоторые данные о составе подземных вод среднего карбона приводятся в табл. 9.

VI водоносный комплекс верхнекаменноугольных карбонатных отложений распространен повсеместно; на окраинах бассейна он выходит на поверхность. Мощность его от нескольких десятков до 175—350 *м* и более, преимущественно 220—250 *м*. Воды этого комплекса гидравлически связаны с подстилающими карбонатными толщами сред-

Таблица 9

Химический состав подземных вод среднекаменноугольных отложений V водоносного комплекса

По Т. П. Афанасьеву [1956] и В. А. Кротовой [1956]

Место отбора проб	Глубина опробования, *м*	Минерализация $\frac{г/л}{мг\text{-}экв}$ на 100 *г*	Содержание ионов, % *экв*					
			HCO_3+CO_3	SO_4	Cl	Ca	Mg	Na+K
Котельнич	1048	$\frac{215.3}{—}$	0,0	0,1	99,9	15,0	7,2	77,8
Краснокамск	—	$\frac{247}{—}$	0,18	1,12	98,7	3,22	1,68	95,1
Булдырь	672	$\frac{118,3}{—}$	0,36	2,40	97,44	12,76	10,60	76,64
Боровка[1]	910	$\frac{\text{Свыше } 171}{—}$	0,44	1,02	98,54	13,88	7,64	78,48
По данным 20 проб	650—1350	$\frac{—}{67-864}$	0,02—2,30	0,12—37,88	60,56—99,86	5,64—30,46	2,64—13,50	57,90—89,38
Байтуган	725—750	$\frac{—}{154,74}$	2,30	25,56	72,14	5,98	4,64	89,38
Шутурово, скв. 5	644—650	$\frac{—}{67,84}$	1,56	27,88	60,56	8,82	6,24	84,91
Глазов, скв. 1 (опорная)	1324—1406	$\frac{—}{665,26}$	0,02	0,48	99,50	19,44	7,54	73,02
Чусовские Городки, скв. 2	1792	$\frac{—}{864,72}$	0,04	0,16	99,80	30,46	11,64	57,90
Самарская Лука	599	$\frac{—}{675,2}$	0,04	0,72	99,24	12,48	4,54	82,28
Самарская Лука	540	$\frac{—}{523,32}$	0,26	0,06	99,68	9,52	7,44	83,04
Сызрань	676	222,96	0,28	0,36	99,36	15,56	12,56	71,88

[1] Сероводорода 420,7 *мг* на 1 *кг* рассола.

него карбона и покрывающими карбонатными толщами нижней перми. Отложения, входящие в состав комплекса, повсюду водоносны, а местами и водообильны. Известны скважины с дебитом самоизлива около 3 *л/сек* (район Черемшан).

Основные площади питания VI водоносного комплекса находятся на восточных окраинах бассейна, менее значительные — на западе и юго-западе в пределах Окско-Цнинского и Алатырского валов, где толща верхнего карбона выходит на поверхность. Кроме того, в восточной части бассейна питание пород комплекса происходит путем перелива вод из нижнепермской карбонатной толщи в области выхода ее на поверхность.

В зависимости от условий питания, степени раскрытости и глубины залегания VI водоносного комплекса, состав вод верхнего карбона сильно изменяется — от пресных до рассолов с минерализацией 180—200 *г/л* и более. Так, в пределах Окско-Цнинского и Алатырского валов (в Кулебаках) в верхнем карбоне вскрыта на небольшой глубине пресная вода. По мере удаления и погружения водоносного комплекса происходит увеличение минерализации. Вода становится солоноватой, затем соленой и, наконец, переходит в рассолы (с минерализацией 55—70 *г/л*), которые вскрыты в Горьком, Балахне, Сергаче. Далее на восток, в Чебоксарском районе, отложения верхнего карбона опускаются на глубину до 350—400 *м*. Здесь минерализация вод VI комплекса еще более возрастает и достигает 200 *г/л* и более.

На территории Вятского вала минерализация вод этого комплекса по мере погружения слоев от осевой части вала растет. Воды из солоноватых и соленых постепенно переходят в рассолы. Последние вскрыты в Казани и в Камском Устье (минерализация 100—150 *г/л*). В Нижнем Прикамье воды VI комплекса вскрыты в Змиево, Булдыре, в устье рр. Вятки, Ижа и в некоторых других пунктах. Глубина залегания водоносного комплекса здесь 150—250 *м*. Минерализация вод изменяется от 10—15 до 140 *г/л*. Некоторые данные о составе подземных вод верхнего карбона для районов Среднего Поволжья и Прикамья приводятся в табл. 10.

Таблица 10

Химический состав подземных вод VI водоносного комплекса— верхнекаменноугольных отложений Среднего Поволжья и Прикамья

По Т. П. Афанасьеву [1956]

Местоположение и глубина отбора проб, *м*	Минерализация, *г/л*	Содержание ионов, % *экв*					
		HCO_3	SO_4	Cl	Ca	Mg	Na+K
Горький, 159,8	4,778	3,86	37,32	58,82	35,66	1,41	61,52
Горький, Сормовский район; 300	94,438	0,06	4,74	95,20	9,66	10,6	79,78
Арзинский завод, Починковский район, Горьковская область, 30	0,370	75,56	19,24	5,20	84,84	15,16	—
Порецкое, Чувашская АССР; 225	12,102	1,60	21,4	77,0	18,4	12,6	69,0
Казань, пристань на Волге; 278,6	172,76	0,02	1,46	98,52	14,18	12,70	73,06
Камское Устье, Татарская АССР, 143,6	42,339	0,18	5,80	94,02	4,18	2,82	92,00
Змиево, Чистопольский район, Татарская АССР, 244,8	12,926	2,10	34,46	63,44	18,02	14,37	67,61
Аксубаево, Татарская АССР, 539	27,592	1,32	28,70	69,98	8,38	7,12	84,50
Шугурово, Татарская АССР, 335	2,817	4,46	91,94	3,60	78,56	19,34	2,10
Верхняя Орлянка, Сиргиевский район, Куйбышевская область; 186	16,756	2,26	23,50	74,24	14,92	9,16	75,92

В центральных, восточных и южных районах артезианского бассейна водоносный комплекс залегает на глубине от 200 до 1300 *м* и более. Минерализация и состав вод этого комплекса весьма разнообразны, как об этом можно судить по данным анализов, приведенных в табл. 11.

Таблица 11

Химический состав подземных вод верхнекаменноугольных отложений

По данным В. А. Кротовой [1956]

Местоположение скважин	Глубина отбора проб, *м*	Минерализация *мг-экв* на 100 *г*	Содержание ионов, % *экв*					
			HCO_3+CO_3	SO_4	Cl	Ca	Mg	Na+K
Булдырь, скв. К-16 .	—	38 52	3,06	37,42	59,50	16 66	12,00	71 34
Краснокамск, скв. 7 .	714—720	830 72	0,18	1,14	98,68	3,22	1,68	95,10
Чусовские Городки, скв. 2	1313—1670	629,78	0,02	1,12	98,86	7,16	2.58	90,26
Серноводск, скв. 10 .	232	9,22	16,2	72, 32	11,48	67,78	18,86	13,36
Сызрань, скв. 6 . .	141,6	1,44	52,78	37,50	9,72	30 56	27,78	41,66

Состав растворенных в водах газов был изучен в немногих точках. Газы подземных вод в каменноугольных отложениях Ижевска, Сундыря, Котельнича, Мариинского Посада, Балахны в основном азотные. Среди газов в водах Краснокамска существенное значение имеют тяжелые углеводороды, а содержание азота снижается до 17%. Газы вод в районе Самарской Луки азотно-метановые и метановые. В редких случаях здесь отмечается небольшое преобладание азота над метаном.

Из всего сказанного о IV, V и VI водоносных комплексах следует, что подземные воды каменноугольных отложений развиты в пределах бассейна повсеместно На поверхность отложения карбона выходят на ограниченных площадях на востоке — по западному склону Урала; на юге и юго-западе — на окраине бассейна (в области Окско-Цнинского вала, Сурско-Мокшинских поднятий, Алатырского вала, Самарской Луки). На всей остальной территории бассейна отложения карбона залегают под пермскими образованиями на большей или меньшей глубине. Представлены они всеми тремя отделами и преимущественно карбонатными породами. Подчиненное значение имеют песчаники, пески, алевролиты, аргиллиты, мергели. Местами встречается гипс (средний карбон). Мощность отложений от нескольких десятков до 1000 *м* и более.

В пределах Окско-Цнинского вала и на восточном его склоне в отложениях карбона залегают гидрокарбонатные воды, минерализация которых с глубиной и по мере погружения слоев на восток увеличивается в основном за счет повышения содержания хлоридов натрия. Водоносность среднего и верхнего карбона высокая: дебиты скважин, вскрывших водоносные комплексы, 5—10—15 *л/сек* и более. В Кулебаках, а также на западе и юго-западе от них, т. е. ближе к оси Окско-Цнинского вала, качество воды становится лучше; наоборот в Павлово, Балахне воды среднего карбона сильно минерализованы.

Подземные воды верхнего карбона эксплуатируются в юго-западной части Горьковской области. Пресные воды в карбоне залегают также в пределах Алатырского вала По р. Алатырю известны восходящие источники. Район Окско-Цнинского и Алатырского валов является западной областью современного питания подземных вод карбона рассматриваемого бассейна. С другой стороны, на южном склоне Алатырского вала происходит питание артезианских вод Сурско-Хоперского бассейна, на западном склоне Окско-Цнинского вала пополняются запасы подземных вод каменноугольных отложений восточной окраины Московского артезианского бассейна.

На восточной окраине Волго-Камского бассейна, в пределах Уфимского плато, каменноугольные породы залегают неглубоко под карбонатными пермскими отложениями и выходят непосредственно на поверхность на западном склоне Урала. Здесь располагается восточная часть области современного питания подземных вод карбона Волго-Камского артезианского бассейна. В районе Уфимского плато карбонатные породы карбона и перми гидравлически связаны. Поглощение атмосферных осадков происходит на водоразделах и в долинах мелких рек. Разгрузка водоносных горизонтов наблюдается в долинах крупных рек: Юрюзани, Ая, Уфы. В связи с широким развитием закарстованных толщ некоторые источники карстового типа характеризуются весьма большими дебитами—до 2000 *л/сек.*

Уфимское плато является важной областью питания подземных вод карбона и перми на востоке бассейна. Другой такой областью питания является западный склон Урала, где отложения карбона выходят на поверхность. Здесь также широко распространены карстовые явления. Дебиты источников, связанных с водами закарстованных толщ, различны, они составляют 3—100—300 *л/сек* и более. Воды имеют гидрокарбонатный (магниево)-кальциевый состав, небольшую минерализацию, жесткость. Однако там, где породы карбона участвуют в строении антиклинальных складок (в пределах передовых хребтов Урала), встречаются минеральные источники: Красноусольский, Терекгекинский, Ташастинский, Аскынский (см. описание водоносных комплексов Урала).

Там, где карбон представлен песчано-сланцевыми толщами, например по рр. Инзеру и Зигану, развиты пластовые воды удовлетворительного качества, питающие источники с большим дебитом. Местами наблюдается до трех водоносных горизонтов мощностью от 1 до 40 *м.*

Наиболее глубоко породы карбона залегают на востоке бассейна — в области краевых прогибов, где они прикрыты пермскими отложениями. В области Бельского передового прогиба кровля карбона была вскрыта на глубинах 1300—1500 *м* ниже уровня моря. Здесь в известняках и доломитах карбона обнаружены высококонцентрированные рассолы хлоридного (кальциево)-натриевого типа. Переход от пресных гидрокарбонатных кальциевых вод западного склона Урала, минерализация которых составляет 0,3 *г/л,* до рассолов краевого прогиба происходит на расстоянии всего лишь 10—20 *км* (район Ишимбая) при амплитуде глубин порядка 2000 *м.*

На остальной территории бассейна подземные воды различных отделов карбона, вскрытые на той или иной, иногда очень большой глубине (до 1000 *м* и более), представляют собой крепкие рассолы.

Лишь там, где кровля отложений карбона приближается к поверхности, минерализация воды снижается (см. табл. 10, 11).

Самарская Лука представляет собой своеобразное гидрогеологическое окно, наличие которого обусловливает местное питание, сток и выклинивание пресных вод верхних водоносных горизонтов карбона, а также разгрузку глубоких водоносных горизонтов — соленых вод и рассолов. В значительной степени этой разгрузке способствуют Жигулевские дислокации, расположенные в северо-западной части Самарской Луки. По линии этих дислокаций у с. Усолья выходят источники соленых вод с минерализацией 43 *г/л* и более. Суммарный дебит источников до 6 *л/сек;* в прошлом их воды использовались для выварки соли.

Таким образом, в районе Самарской Луки, с одной стороны, происходит питание подземных вод каменноугольных отложений, с другой— расположенная на севере ее линия Жигулевской дислокации представляет собой один из характерных участков разгрузки артезианских вод, притекающих из Волго-Камского бассейна с восточной стороны и из Сурско-Хоперского — с западной.

Вода Усольского минерального источника выходит из доломитово-известняковой толщи верхнего карбона и имеет следующий состав:

$$M69\,\frac{Cl\,97{,}5}{Na75{,}2\,Ca14}\,Br0{,}131.$$

По характеру минерализации эта вода соответствует водам нижней части среднего карбона и поднимается с глубины около 700 *м* [Силин-Бекчурин, 1949].

Воды повышенной минерализации хлоридного состава (3—10 *г/л*) обнаружены в районе Самарской Луки (рис. 3) в нижней части разреза верхнекаменноугольных отложений на глубине 50—300 *м*. Выше они сме-

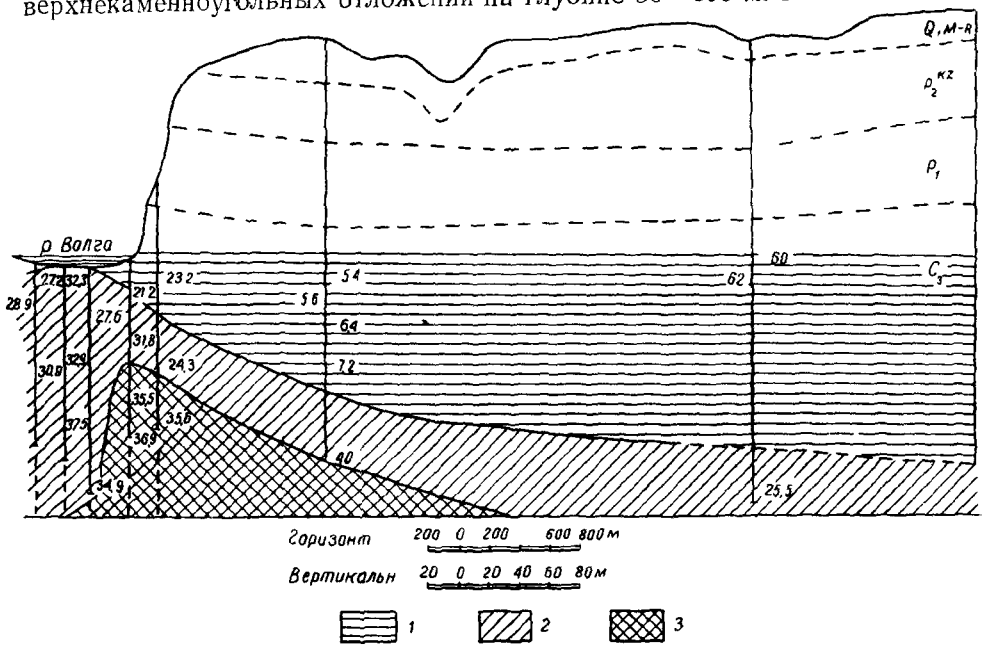


Рис. 3. Гидрогеологический разрез через Сокско-Самарский водораздел (по материалам Г. Н. Каменского)

1—зона распространения гидрокарбонатных вод; *2*—зона распространения сульфатных вод; *3*—зона распространения сульфатно-хлоридных вод.
Цифры соответствуют минерализации воды в *мг-экв*

няются гидрокарбонатными пресными водами. А. И. Силин-Бекчурин установил, что верхняя граница хлоридных вод наиболее высокое положение занимает в пределах долины Волги и снижается по сторонам ее, где происходит инфильтрация атмосферных вод. Здесь мы наблюдаем интересное явление подтягивания вверх минерализованных вод из глубины под влиянием дренирующего действия долины р. Волги, которая является областью разгрузки артезианских водоносных горизонтов.

VII водоносный комплекс, приуроченный к отложениям сакмарского и артинского ярусов (P_1a+s), представлен доломитами, доломитизированными известняками, известняками, мергелями, глинами, песчаниками, конгломератами. Терригенные фации преобладают главным образом в Приуралье, особенно на севере. На остальной части бассейна, в областях краевых прогибов и на платформе распространены преимущественно карбонатные фации.

Мощность водоносного комплекса в краевом прогибе до 1000 *м*, на платформе до 350 *м*. Карбонатные породы нижней перми повсюду водоносны, а местами и водообильны. Обычно нижнепермские отложения образуют один общий водоносный горизонт, который нередко гидравлически связан с подстилающим его водоносным комплексом верхнего карбона. Но в отдельных случаях в нижнепермском карбонатном водо-

носном комплексе выделяют до трех отдельных водоносных горизонтов местного значения. Их водообильность, зависящая от степени трещиноватости, кавернозности и разрушенности пород, изменяется на коротких расстояниях. Наибольшая водообильность пород отмечена в сводовых частях структур, а меньшая — на крыльях. Артезианские воды комплекса обладают значительным напором, и по долинам крупных рек скважины самоизливают.

На западе артезианского бассейна — в районах Горького, Балахны, Павлова—водообильность нижнепермского водоносного комплекса характеризуется, по Ю. В. Порошину [1939], удельным дебитом скважин менее 1 *л/сек*. В центральной части бассейна, в районе устья р. Ижа, известны минеральные Ижевские и Рысовские источники с дебитом до 3—4 *л/сек* [Каштанов, 1953]. В Нижнем Прикамье, по Ю. М. Юсупову [1950] и М. С. Кавееву [1940], дебит самоизливающих скважин, вскрывших нижнепермский водоносный комплекс, меняется в широких пределах от 0,07 до 17 *л/сек*. Максимальный дебит имела одна из скважин в Булдыре. В Прикамье (район Нытвы), по данным В. М. Куканова [1945] и др., водоносные горизонты нижнепермского комплекса характеризуются большими напорами. Дебит самоизливающих скважин составляет от долей литра до 2 *л/сек*.

Весьма водообильна нижнепермская толща в Шугуровском районе, где в долинах рек дебиты самоизливающих скважин 4—10 *л/сек*. Здесь же известны источники минеральных сероводородных вод с дебитом 1—1,5 *л/сек* и больше.

Состав вод нижнепермских отложений очень разнообразен. Пресные воды широко распространены на восточной окраине бассейна там, где пермские отложения выходят на поверхность. Интересно отметить своеобразие состава вод в артинских отложениях гор-одиночек (шиханы), сложенных трещиноватыми рифогенными известняками. На таких шиханах встречаются источники с пресной водой, тогда как в промежутках между ними, в закрытых структурах, более глубоко залегающие артинские породы содержат соленые высокоминерализованные воды.

Широко развиты пресные карстовые воды в пермских отложениях Уфимского плато. В полосе Сокско-Ижевских поднятий, в известняках артинского яруса, местами выходящих на поверхность, но большей частью прикрытых уфимской песчано-глинистой толщей, залегают пресные и солоноватые воды с минерализацией от 1—3 до 5 *г/л*, с преобладанием сульфатов магния и кальция. Характерно присутствие сероводорода, содержание которого доходит до 44 *мг/л*. Известны минеральные источники (например, Ижевские хлоридно-сульфатного кальциево-натриевого состава).

В пределах Вятского вала VII водоносный комплекс, вскрытый многочисленными скважинами, характеризуется большим разнообразием состава артезианских вод от слабо солоноватых в верхних горизонтах до соленых и рассолов на глубине. Наибольшая минерализация вод (до 100 *г/л*) отмечена для района Камского Устья. На западе бассейна, в районах Горького, Балахны, Павлова, минерализация вод от 3—4 до 30 *г/л*. Отмечается увеличение минерализации с глубиной и переход сульфатных вод в сульфатно-хлоридные и на глубине в хлоридные.

Там, где VII водоносный комплекс сплошь перекрыт водоупорной толщей кунгура, распространен непостоянный по характеру водоносности артинский артезианский горизонт высокоминерализованных вод. Последние вскрыты глубокими скважинами в Краснокамске, Туймазах, а также в краевых прогибах, в Верхнечусовском и в Ишимбаевском районах. В Верхнечусовских Городках на глубине свыше 400 *м* в артинских отложениях вскрыты рассолы с минерализацией до 300—390 *г/л*. Крепкие рассолы были вскрыты также в Бельском краевом прогибе, в Ишимбаево, на глубине порядка 800 *м* (минерализация вод от 240 до 300 *г/л*).

Некоторое представление о составе вод артинских отложений бассейна (включая и нижние горизонты кунгура) можно составить по табл. 12, 13.

Таблица 12

Химический состав подземных вод нижнепермских отложений

По А. И. Силину-Бекчурину [1949]

Место и глубина отбора пробы, *м*	Минерализация, *г/л*	Содержание ионов, % *экв*					
		HCO_3	SO_4	Cl	Ca	Mg	Na+K
Янгантауский источник, долина Юрюзани	0,5	78	16	6	62	26	12
Кыткантауский источник	0,8	26	35	39	42	29	29
Ижевский минеральный источник	5,2	4	57	39	35	18	47
Минеральный источник Варзи-Ятчи	5,6	16	84	—	72	17	11
Центральный район бассейна, 320	30,7	—	8	92	9	9	82
Там же, 259	20	4	32	64	11	12	77
Там же; 179	125	—	4	96	6	5	89
Северный район бассейна, 200	200	1	10	89	7	6	87
Там же, 179	187	—	1	99	13	7	80
Предуральский краевой прогиб, северная часть	251	—	—	100	21	10	69
Там же, южная часть	253	—	—	99,4	6	4	90

Таблица 13

Химический состав подземных вод VII водоносного комплекса нижнепермских карбонатных отложений артинского и сакмарского ярусов

По Т. П. Афанасьеву [1956]

Место и глубина отбора пробы, *м*	Минерализация, *г/л*	Содержание ионов, % *экв*					
		HCO_3	SO_4	Cl	Ca	Mg	Na+K
Нов. Березовка, Сергачский район, Горьковская обл., 84, 8	2,484	13,06	85 4	1,54	73 16	23 94	2,90
Балахна, Горьковская обл., 251	60,623	0,64	9,57	89,79	9,43	11,29	79,28
Мариинский Посад. Чувашская АССР, 178, 12	21,60	1,16	24,44	74,40	11,62	5,00	83,38
Верхний Услон, Татарская АССР, 120	2,496	20,48	74,42	5,10	75,34	20,94	3,72
Вожгалы, Кировская обл., 367,6	8,780	1,42	48 54	50,04	31,42	8,70	59,88
Советск, Кировская обл., 330	9,430	1,80	97,40	0,80	10,10	2,30	87,60
Вблизи ст. Лудзя, Ижевский район, Удмуртская АССР, 325	167,370	0,20	1,00	98,8	23,10	12,90	64,0
Краснокамск, Пермская обл, 182	236,37	0,96	1,04	98,0	10 98	7,34	81,68
Шугурово, Татарская АССР, восходящий источник	1,625	23,34	73,12	2,74	68,98	29,30	1,72

VIII водоносный комплекс, кунгурский, общей мощностью до 1000 *м* представлен в северной части краевого прогиба известняково-мергелистой (сверху) и глинисто-мергелистой (внизу) толщами. К известняково-мергелистой толще, слагающей водораздел рр. Камы и

Глухой Вильвы, приурочены пресные гидрокарбонатные кальциевые воды (в известняках). Нижележащая глинисто-мергелистая толща с гипсом и галитом содержит воды солоноватые, соленые и рассолы. Характерно быстрое нарастание минерализации вод с глубиной: в интервале 50—100 *м* вскрыты слабо солоноватые воды (хлоридные натриевые), а в нижних горизонтах этой толщи залегают крепкие рассолы с минерализацией до 300 *г/л*.

На Уфимском плато отложения кунгура представлены на востоке терригенной фацией, в центральной части — гипсово-соленосной, на западе — карбонатно-гипсовой. В породах кунгура, залегающих близко от поверхности и не содержащих гипса, воды обычно пресные, гидрокарбонатные кальциевые; на участках же, где имеются гипс и ангидрит, воды пресные и слабо солоноватые, сульфатные кальциевые. В более глубоко залегающих толщах наряду с сульфатными встречаются обычно воды хлоридные натриевые и сульфатно-хлоридные натриевые и кальциевые.

В Бирском прогибе породы кунгура сильно закарстованы. На уровне рек имеются источники вод разнообразного состава: гидрокарбонатных, сульфатных, хлоридных и смешанного типа. Соленосная гипсово-ангидритовая толща кунгура в глубоких частях прогиба практически является водоупорной или локально-водоносной, причем преобладающим типом вод являются крепкие рассолы.

В Березняковско-Соликамском районе водоносность кунгурских пород имеет ряд особенностей, что обусловливается наличием в этих породах мощной соляной залежи и характерным распределением вод в вышележащих толщах. Часть соляной залежи состоит из калийных солей, среди которых выделяются два горизонта: нижний, состоящий из сильвина (KCl), и верхний, сложенный главным образом карналитом ($KCl \cdot MgCl_2 \cdot 6H_2O$). Выше лежит так называемая «покровная соль», представленная серой каменной солью (NaCl) с прослойками ангидрита и серой глины. Лежащие над соляной залежью отложения кунгура разделяются на две пачки: нижнюю, глинисто-мергелистую, мощностью 50—200 *м* и верхнюю, известняково-мергелистую, называемую иначе плитняковой, мощностью до 70 *м*.

Глинисто-мергелистая малопроницаемая толща тем не менее является водоносной. Близ контакта с каменной солью в ней содержатся рассолы с минерализацией до 300 *г/л*, представляющие собой главным образом раствор хлористого натрия (92% от всех растворенных веществ); отмечено относительно повышенное содержание калия (до 6 *г/л*), превышающего содержание магния и кальция. Такой химический состав рассолов явно указывает на связь их с соляной залежью, богатой калийными солями.

В глинисто-мергелистой и плитняковой толщах кунгура обнаружено характерное зональное распределение (по вертикали) вод разной минерализации. Рассолы кверху переходят в соленые и солоноватые воды, которые затем довольно резко сменяются пресными водами.

Верхняя граница соленых вод под долиной р. Камы повышается, образуя «куполообразные вздутия». А. И. Силин-Бекчурин объясняет это повышение зеркала соленых вод дренирующим действием долины р. Камы. Местами соленые воды проникают в аллювий и даже выходят в более глубоких долинах в виде соленых источников. Минерализация воды источника, выходящего из аллювиальных отложений в долине р. Боровицы, составляет 19,4 *г/л*.

Верхняя плитняковая толща кунгура содержит пресные гидрокарбонатные воды и отличается высокой водообильностью, что составляет редкий случай для области развития отложений кунгура. Площадь распространения плитнякового водоносного горизонта в виде широкой полосы располагается между р. Камой и западным склоном Урала. Здесь пермские породы образуют несколько пологих антиклинальных подня-

тий, простирающихся в меридиональном направлении. На поднятиях плитняки кунгура выходят на поверхность, а между ними в синклинальных прогибах они перекрываются казанскими отложениями, представленными здесь переслаивающимися известняками, мергелями, песчаниками, глинами и аргиллитами. Поднятия являются областями питания плитнякового водоносного горизонта, который в синклиналях приобретает напорный характер. Таким образом, образуется как бы система небольших артезианских бассейнов, содержащих значительные запасы подземных вод.

По долине Камы и ее притоков Усолки, Боровицы и др., местами глубоко врезающихся в толщу кунгура, имеются многочисленные источники, питающиеся водами плитнякового горизонта. Отдельные источники имеют большой дебит, например Зыряновский источник на р. Усолке — 150 *л/сек*, Голухинский источник на р. Боровице — 540 *л/сек* и т. д. Производительность скважин, вскрывших плитняковый горизонт, в среднем составляет 20—33 *л/сек* и в отдельных случаях достигает 70 *л/сек* при понижении уровня воды всего лишь на 1—4 *м*. Отдельные группы эксплуатационных скважин дают до 220 *л/сек*. Использование водных ресурсов плитнякового горизонта осложняется возможностью подтягивания соленых вод из нижележащего глинисто-мергелистого горизонта, что уже отмечено выше при описании природных условий долины р. Камы.

Кунгурские отложения (гипсы и ангидриты), вскрытые в г. Казани, оказались практически неводоносными. На западном крыле бассейна, в городах Горьком, Павлове, Дзержинске, Балахне, в кунгурских отложениях были вскрыты соленые воды.

IX водоносный комплекс приурочен к красноцветным песчано-глинистым отложениям с подчиненными прослоями известняков и гипса (уфимская свита, P_2). Мощность комплекса в предгорном прогибе 200—1500 *м*, залегает он на кунгуре, покрывается породами казанского яруса. Этот комплекс распространен в Приуралье, в восточных районах Татарской АССР, Башкирской АССР, Удмуртской АССР и др. Водоносные горизонты комплекса (числом от двух до четырех) приурочены к песчаникам и не выдержаны по простиранию. Обычно они питают источники с малым дебитом и не имеют существенного практического значения. Так, например, дебиты источников в Башкирии, на р. Ике, от 0,005 до 2 *л/сек*. Невелики и дебиты скважин (порядка 0,5—1,5 *л/сек*) и лишь в редких случаях свыше 2 *л/сек*).

В долине р. Камы, в районе Ижевского минерального источника, в уфимской свите имеются два водоносных горизонта. Из них верхний — с пресной водой, гидрокарбонатной или сульфатно-гидрокарбонатной, а нижний — с водой сульфатной и сульфатно-хлоридной, солоноватой. В бассейне среднего течения р. Камы дебит родников и скважин, питающихся водами уфимской свиты, редко превышает 0,5 *л/сек*.

С погружением водоносных горизонтов минерализация воды и напор возрастают. Основными компонентами в воде верхнего водоносного горизонта (источники Варзи-Ятчи) становятся сульфаты кальция, магния и натрия. В нижнем течении р. Камы содержание сульфата натрия в подземных водах доходит до 65% *экв*; вместе с тем в их составе появляется хлористый натрий.

На междуречье Камы и Волги в уфимской свите установлено от двух до трех водоносных горизонтов. Там, где водоносные песчаники залегают выше уровня рек, они содержат пресные гидрокарбонатные воды; по мере погружения слоев ниже уровня местной гидрографической сети воды становятся солоноватыми, содержание сульфатов кальция и натрия возрастает.

В южной части Предуральского краевого прогиба состав воды в песчаниках уфимской свиты зависит от положения их по отношению

к базису эрозии. Выше базиса эрозии — воды гидрокарбонатные, ниже — гидрокарбонатно-сульфатные.

X водоносный комплекс нижнеказанских отложений представлен в основном известняками, песчаниками, глинами и мергелями с водоупорными глинами в основании. Мощность глин до 30 *м*. В Закамье X водоносный комплекс в ряде мест выходит на поверхность и проявляется в виде многочисленных источников по долинам рек. Наиболее мощный водоносный горизонт нижнеказанских отложений приурочен к известнякам и песчаникам в бассейнах рр. Шешмы, Ика, Камы. Он развит в Туймазинском районе Башкирии Дебиты источников, питающихся водами этого горизонта, составляют 2—3 и до 8 *л/сек*. Местами прослеживается и другой водоносный горизонт, питающий источники, дебит которых (редко) доходит до 5 *л/сек*. Дебит скважин порядка 2—7 *л/сек*. С Г Каштанов отмечает падение пьезометрических поверхностей артезианских вод от водоразделов к долинам.

В г. Казани и по р. Волге, в западной части Татарской АССР, в X водоносном комплексе выделяются два водоносных горизонта. Из них нижний, более мощный, приурочен к песчаникам среди глин и мергелей. Он залегает обычно ниже уровня рек и характеризуется дебитом скважин 8—10 *л/сек* Верхний водоносный горизонт представлен известняками; дебиты источников вод верхнего горизонта местами достигают 5 *л/сек*; дебиты скважин — до 25 *л/сек*.

В районе Вятского вала с нижнеказанскими породами обычно связаны источники пресных, изредка сульфатных вод. В этом же районе встречаются и минеральные источники. Большой мощностью (40—60 *м*) и значительной водообильностью характеризуются нижнеказанские доломиты и известняки на участке долины Волги от Васильсурска до Мариинского Посада, вскрытые скважинами глубиной 250—300 *м* и более.

В пределах Бугурусланской флексуры в состав нижнеказанского комплекса входят терригенные и карбонатные отложения. Для первых характерно непостоянство водопроницаемости, для вторых — увеличение глинистости и ухудшение коллекторских свойств в восточном направлении.

Артезианские воды нижнеказанских отложений пополняют свои запасы на восточном крыле Мелекесской мульды и в районе Байтуганской антиклинали. Разгрузка их происходит в речных долинах среднего и нижнего течения р. Сок. Здесь имеются многочисленные источники, в том числе известные Сергиевские сероводородные минеральные источники.

На востоке Бугурусланской флексуры на глубинах 200 *м* и более артезианские воды представлены крепкими рассолами с минерализацией 130—160 *г/л* и более; воды хлоридные натриевые с отношением $\frac{Na}{Cl}$, близким к единице Такой состав вод, по А. И. Силину-Бекчурину, обусловлен выщелачиванием химических осадков, образующих подошву и кровлю водоносного комплекса. В западной части структуры минерализация вод меньше, что объясняется некоторым разбавлением рассолов менее минерализованными сульфатными водами из верхних горизонтов в областях их разгрузки.

XI верхнеказанский (P_2kz—2) водоносный комплекс на западе Татарской АССР представлен в основном карбонатными породами, содержащими прослои песчаников. Водоносные породы разделяются прослоями глин. Там, где верхнеказанские отложения залегают выше дна долин, в них содержатся пресные воды, питающие источники, например в долинах Волги, Камы, Казанки и др. Дебиты источников в среднем 1,7 *л/сек*, пределы их изменений от 0,2 до 5 *л/сек*. Вода преимущественно гидрокарбонатная кальциевая, изредка сульфатная кальциевая умеренной и повышенной жесткости. В районе Казани в верхне-

казанском комплексе обособляются три водоносных горизонта. Нижний приурочен к доломитам, средний — к известнякам и доломитам, верхний — к известнякам. В ряде мест артезианские воды вскрыты скважинами на глубинах от 20 до 80 *м;* дебиты скважин от 0,5 до 18 *л/сек.*

В зоне Вятского вала, где казанский водоносный комплекс обнажен на больших площадях, находится местная область питания этих горизонтов. Здесь широко развиты карстовые проявления — глубокие (до 60 *м*) и большого диаметра (до 100 *м*) воронки, исчезающие речки и т. п. В поймах больших рек появляются мощные карстовые источники, дебит которых наиболее велик (до 25 *л/сек*) весной, в период снеготаяния, и мал зимой. Вода часто имеет повышенную жесткость, особенно на участках развития гипсоносных пород.

На запад от Вятского вала казанские слои погружаются на значительную глубину и перекрываются татарскими отложениями. Вследствие этого в центре Марийской АССР, в долине р. Волги, в пределах Чувашской АССР, в Горьковской области воды казанского комплекса становятся артезианскими и приобретают высокую минерализацию. Наряду с высокоминерализованными водами на участках, где гипсы выщелочены, встречаются и пресные воды. Скважины, вскрывшие воды в казанских отложениях по долине р Волги (на глубине 100—200 *м*), переливают. Воды сульфатные кальциевые, хлоридные натриевые и смешанные с минерализацией до 25 *г/л.*

К востоку от Вятского вала морские карбонатные слои сменяются песчано-глинистыми континентальными. В пределах «переходной зоны» (между морскими отложениями на юго-западе и континентальными на северо-востоке) в верхнеказанских слоях прослеживаются два основных водоносных горизонта известняков, залегающих среди песчано-глинистых красноцветных отложений.

В Закамье, на юго-востоке Татарии и в Башкирии казанские слои лежат высоко. В ядрах антиклинальных структур они выходят на поверхность и бедны водой. С погружением в крыльях структур обводненность пород возрастает, и по долинам рек, вскрывающих казанские толщи, имеется ряд источников. В Мелекесской и Бугульминской мульдах в казанских известняках вскрыты артезианские воды (в г. Бугульме на глубине 70—80 *м*). В Мелекесской мульде скважины, вскрывшие казанский водоносный горизонт, переливают.

Восточнее «переходной зоны» происходит замещение карбонатных пород красноцветными песчано-глинистыми отложениями белебеевской свиты. Эти отложения верхнеказанского подъяруса пользуются широким развитием в Сармановском, Мензелинском и других районах Татарии, а также в Башкирии и в Пермской области. Они довольно водообильны местами, но степень водообильности их непостоянна и не выдержана по простиранию. Водоносными здесь являются песчаники и реже пески и трещиноватые мергели. В долинах рек и по оврагам имеются многочисленные источники, связанные с верхнеказанскими отложениями, с водой хорошего качества. Дебиты источников до 1—6 *л/сек.* Скважинами эти водоносные горизонты вскрыты на глубине 15—65 *м.* Дебиты скважин от 0,3 до 17 *л/сек.*

По р. Ику известны пресные гидрокарбонатные нисходящие источники, питающиеся водой из верхнеказанских пород. Здесь этот водоносный комплекс представлен системой взаимосвязанных или разобщенных песчаных прослоев и линз. По мнению Чжан Чжун-иня [1955], часть из них следует рассматривать как древние погребенные русла пермских рек.

В районе Бугурусланской флексуры верхнеказанский подъярус содержит несколько взаимосвязанных водоносных горизонтов, содержащих слабо солоноватые сульфатные кальциевые сероводородные воды, которые выходят на поверхность в виде минеральных источников или вскры-

ты буровыми скважинами. Наиболее высокое содержание сероводорода (до 116 *мг/л*) отмечено в водах Сарабикулова, вскрытых буровыми скважинами.

Некоторое представление о разнообразии состава подземных вод казанских и уфимских отложений (IX, X, XI водоносные комплексы) можно получить из табл. 14.

Таблица 14

Химический состав подземных вод IX, X и XI водоносных комплексов уфимских и казанских отложений

По Т. П. Афанасьеву [1956]

Место и глубина отбора пробы, *м*	Минерализация, *г/л*	Содержание ионов, % *экв*					
		HCO_3	SO_4	Cl	Ca	Mg	Na+K
г. Горький, 70	1,558	11,48	78,30	3,74	74,80	13,60	11,6
Непогодино, Ветлужского района Горьковской обл.; 350 .	39,923	0,32	10,72	88,96	12,54	17,46	70,12
Сережинский дом отдыха, Чернухинский район Горьковской обл.; 18	0,156	89,33	10,18	6,49	73,25	26,75	—
Глазов, Удмуртская АССР, 470	47,8	—	4,17	95,83	18,44	12,34	69,54
Ижевск, Удмуртская АССР; 225	13,16	0,56	40,65	58,69	11,90	6,16	81,62
Воткинск, Удмуртская АССР; 50,1	0,498	78,49	6,47	15,04	64,70	27,89	7,41
Заовражное, Чебоксарский район, Чувашская АССР, 118,7	7,820	1,34	53,8	44,86	17,94	12,60	69,46
Чебоксары, Чувашская АССР; 178,12	24,468	1,26	15,96	82,78	12,72	15,22	72,06
Мариинский Посад, Чувашская АССР; 138	2,876	10,64	84,16	5,20	70,24	9,39	20,37
Березки, Атиинский район, Татарская АССР; 58,8 . . .	0,854	52,0	47,06	0,94	64,74	25,60	9,66

XII водоносный комплекс, приуроченный к образованиям татарской (P_2t) песчано-глинистой толщи, содержащей прослои известняков и мергелей. Общая мощность комплекса 100—450 *м*. Этот водоносный комплекс содержит до трех и более водоносных горизонтов, приуроченных к пескам, песчаникам, известнякам, мергелям, залегающим среди глин. Дебит источников обычно составляет десятые доли литра в секунду, повышаясь в отдельных случаях до 1,5 *л/сек*. Более обильные источники приурочены к известнякам. Наибольший дебит источников наблюдается весной, наименьший — зимой. Дебиты скважин от 0,3 до 7 *л/сек* при глубине 20—80 *м*.

В северной и северо-западной частях Татарской АССР наиболее водообильны известняки и мергели. Те же породы содержат значительные водные ресурсы в Горьковской области; здесь дебиты отдельных источников составляют от 6 до 12 *л/сек*; вода хорошего качества, умеренной жесткости.

В центральных и юго-западных районах Татарской АССР наиболее водообильны песчаники и мергели, в южных районах — мергели и известняки. В бассейне среднего и нижнего течения р. Вятки дебит источников, питающихся водами татарской свиты, часто доходит до 0,5, а иногда превышает 1 *л/сек*. На территории Удмуртии дебиты источников часто достигают 1—2, а иногда и 10 *л/сек*. Многие скважины в Удмуртии и Кировской области имеют дебиты 1—2 *л/сек* (при больших понижениях).

В пределах антиклинальных структур наблюдается повышение минерализации и жесткости воды по падению пластов. Вода источников менее минерализована и мягче, чем вода колодцев, как это видно из табл. 15.

Таблица 15

Характеристика вод татарского яруса

По С. Г. Каштанову [1955]

	Источники	Колодцы
Жесткость общая, *мг-экв*	4—7	5—13
Минерализация, *г/л*	0,28—0,5	0,35—1,31

На значительной части территории бассейна породы татарского комплекса находятся выше вреза гидрографической сети, достаточно хорошо промыты и содержат пресные гидрокарбонатные кальциевые и кальциево-магниевые воды с минерализацией 0,5 *г/л*. Иногда встречаются гидрокарбонатные натриевые воды. Редко среди татарского комплекса встречаются сульфатные воды. Последние характерны для пониженных частей структуры Пермского поля, например встречены по правобережью р. Волги в пределах Горьковской области, где они залегают в нижней части свиты, в песчанистых и загипсованных мергелях, песках и редко в известняках. Жесткость этих вод достигает 14—28 *мг-экв*. Такого же характера воды наблюдаются на юго-востоке Татарской АССР.

Некоторые данные о составе вод татарских отложений приведены в табл. 16.

Таблица 16

Химический состав подземных вод XII водоносного комплекса татарских отложений

По Т. П. Афанасьеву [1956]

Место и глубина отбора пробы, *м*	Минерализация, *г/л*	Содержание ионов, % *экв*					
		HCO_3	SO_4	Cl	Ca	Mg	Na+K
Урень, Горьковская обл.; 26,06	0,354	53,13	42,22	4,60	72,5	26,5	1,0
г. Горький, Заречье; 60,4 . . .	1,828	8,48	83,34	8,18	91,66	7,80	0,54
Малиновка, Дальне-Константиновский район, Горьковская обл.; 64	1,950	21,72	77,80	0,48	52,70	40,20	7,10
Козьмодемьянск, Марийская АССР	2,409	5,67	82,74	11,59	5,66	5,28	89,06
Канаш, Чувашская АССР; 122,8	0,668	39,90	41,30	18,56	37,88	4,90	57,22
Цыган-Касы, Чебоксарский район, Чувашская АССР; 90,2	2,960	6,38	85,92	7,70	6,66	0,22	87,12
Лечебница „Раковка", Кировский район, Кировская обл.; 65,68	0,356	96,92	1,40	1,68	28,48	30,50	41,08
Киров; 228	4,751	5,00	59,50	35,50	22,10	7,40	70,50
Ижевск, Новый городок; 41 .	0,227	73,68	25,20	1,12	75,32	24,68	—

XIII водоносный комплекс в триасовых отложениях развит преимущественно на севере Волго-Камского артезианского бассейна. Для него характерны наиболее водообильные горизонты песчаников и конгломератов, менее водообильные горизонты мелкозернистых песков (дебиты источников не более 1 *л/сек*) и слабо водоносные песчаные глины. Качество вод триасового комплекса хорошее: жесткость вод около

3 *мг-экв.* Водоносные горизонты эксплуатируются большей частью с помощью колодцев.

XIV водоносный комплекс юрских отложений (J) имеет ограниченное развитие в пределах Волго-Камского артезианского бассейна. Следует отметить: а) обильный водоносный горизонт, приуроченный к галечникам в основании юрских отложений в Кировской области и б) выдержанный водообильный горизонт, приуроченный к волжским и киммериджским отложениям бассейнов рр. Унжи и Кобры. Качество вод хорошее. Местами в них отмечено небольшое содержание сероводорода.

Сводная характеристика состава вод юрских отложений, по данным анализов, для трех водопунктов, находящихся в Горьковской области, следующая:

$$M0{,}6-1{,}5\ \frac{HCO_3\,34-95\ SO_4\,2-49\ Cl\,2-34}{(Ca+Mg)\,59-66\ (Na+K)\,34-47}.$$

XV водоносный комплекс, приуроченный к меловым отложениям, в пределах бассейна имеет подчиненное значение и на его описании мы не останавливаемся.

XVI водоносный комплекс — песчано-глинистые отложения неогена, распространен в виде сплошного поля в центральной части Мелекесской артезианской мульды и отдельными небольшими участками в Прикамье — по долинам рр. Камы, Вятки, Ика, Шешмы, Зая, Белой и многих других. Среди слагающих его пород преобладают глины с обычно маломощными прослоями водоносных песков и иногда залегающим в основании мощным горизонтом галечников и песков. Мощность комплекса до 100 *м* и редко больше. Число водоносных горизонтов в комплексе составляет 3—5 и более. Они характеризуются значительными напорами; по скважинам, пробуренным в долинах, может наблюдаться перелив воды.

Водообильность водоносных горизонтов неогена Мелекесской мульды изменяется в широких пределах в зависимости от их мощности и состава. Дебиты артезианских скважин измеряются десятыми и сотыми долями литров в секунду, но иногда повышаются до 1—3 *л/сек.* Наиболее водообилен нижний водоносный горизонт, лежащий на татарских слоях. Дебиты немногочисленных источников составляют от десятых долей до 1 *л/сек.*

Условия водоносности отдельных участков «пятен» неогена в Прикамье сходны с таковыми для Мелекесской мульды. Тонкие прослои песков среди глин обычно слабо водоносны. Более водообильны пески и галечники в основании неогена. Однако дебиты скважин и редких источников не превышают обычно 0,5—1,0 *л/сек.* Во многих случаях неогеновый водоносный комплекс, вскрытый на всю его мощность, не может обеспечить достаточным количеством воды, и скважины приходится ликвидировать.

Питание водоносных горизонтов неогена происходит за счет атмосферных осадков и перелива вод из аллювиальных или пермских отложений. Минерализация и состав вод изменяются в широких пределах в зависимости от условий питания. Обычно минерализация возрастает с глубиной. Верхние водоносные горизонты характеризуются невысокой минерализацией — 0,19—0,50 *г/л*, тогда как на глубине встречается солоноватая вода с минерализацией до 2—3 *г/л.*

Некоторое представление о составе вод неогеновых отложений можно получить из табл. 17.

XVII водоносный комплекс сложен четвертичными породами. Из водоносных горизонтов этого комплекса наиболее важное значение для водоснабжения получают аллювиальные, древнеаллювиальные,

Таблица 17

Химический состав подземных вод XVI водоносного комплекса неогеновых отложений

По Т. П Афанасьевv [1956]

Место и глубина отбора пробы, *м*	Минерализация, *г л*	Содержание ионов, % *экв*					
		HCO_3	SO_4	Cl	Ca	Mg	Na+K
Юски-Текермень, Мензелинский район, Татарская АССР, 12	0,392	94,96	3,26	1,78	60,00	23,20	16,80
М. Толкиш, Чистопольский район, Татарская АССР; 49,6	1,156	89,58	7,06	3,36	37,44	24,46	38,10
Орлянка, Сергиевский район, Куйбышевская обл ; 48,0 . . .	2,892	9,18	81,76	9,06	53,70	35,98	10 32
Пос Студеный ключ, Сергиевский район, Куйбышевская обл.; источник	0,938	61,84	25,06	13,10	31,12	36,30	32,64
Пос. Антоновский, Сергиевский район, Куйбышевская обл , источник	0,361	91,25	5,85	2,90	70,85	25 51	3,64

флювиогляциальные и отчасти моренные пески и галечники. Воды аллювиальных отложении пресные гидрокарбонатные, реже — сульфатные, в большинстве случаев имеют небольшую минерализацию.

Следует отметить установленное в ряде мест большое переуглубление древних долин рр. Волги и Камы (до 150 *м*), выполненных древнеаллювиальными отложениями. Этот факт говорит о важной роли долин крупных рек в дренировании глубоких водоносных горизонтов.

Заключение. Охарактеризованные выше гидрогеологические условия Волго-Камского бассейна позволяют наметить некоторые гидрохимические закономерности, обусловленные тектоникой региона и составом слагающих его пород, в частности присутствием соленосных и гипсоносных толщ. Наиболее древние — нижнепалеозойские, девонские, нижнекаменноугольные и нижняя часть среднекаменноугольных отложений — на всей площади бассейна залегают глубоко Заключенные в них водоносные горизонты являются закрытыми и достаточно изолированными от проникновения с поверхности инфильтрационных вод Состав вод этих водоносных комплексов довольно однообразен и позволяет отнести их к типу древних высокоминерализованных крепких рассолов (возможно, морского генезиса) с отношением $\frac{Cl}{Br}$ обычно около 300 и ниже 300, которое изредка повышается до 500 и более.

Отложения верхнего карбона выходят на поверхность в местах крупных поднятий (Окско-Цнинский вал, Алатырский вал, Жигулевский вал), а также на западном склоне Урала В пределах этих поднятии наблюдается более или менее глубокое проникновение в толщу верхнего карбона инфильтрационных пресных вод В Жигулевском поднятии и на Урале имеются восходящие источники более или менее высокоминерализованных вод, соответствующие местам разгрузки глубоких артезианских горизонтов.

В нижнепермских отложениях, представленных преимущественно известняками и доломитами, намечается, помимо упомянутых выше участков проникновения инфильтрационных маломинерализованных вод, ряд других участков с аналогичными гидрогеологическими условиями, т. е. с распространением сравнительно пресных вод в полосе Сокско-Ижевских поднятий, в районах Приуралья, среди которых особо выделяется Березняковско-Соликамский район развития плитняков На

остальной, большей, части бассейна воды нижней перми высокоминерализованы. Диапазон минерализации этих вод значительно больше, чем вод палеозойских отложений, отмечается также большое разнообразие состава На участках глубокого погружения артинского яруса встречаются высокоминерализованные рассолы, возможно, морского генезиса В районе соляных месторождении распространены рассолы иного типа, представляющие собой хлоридные натриевые воды выщелачивания, несомненно инфильтрационного происхождения.

Верхнепермские отложения в отличие от отложений нижней перми, карбона и девона на значительной площади выходят на поверхность и содержат ряд водоносных горизонтов с водами преимущественно инфильтрационного происхождения Минерализация этих вод разнообразна и зависит от присутствия гипсоносных пластов. Обычно отложения татарского яруса, уфимской свиты, местами морские слои казанского яруса там, где они залегают близко к поверхности, хорошо промыты и содержащиеся в них пресные гидрокарбонатные воды выходят по долинам рек Во многих местах эти воды используются для водоснабжения путем каптажа источников или буровыми скважинами и колодцами. Наряду с этим в области развития гипсоносных пород, особенно на участках погружения отложении ниже уреза рек, встречаются воды сульфатные, слабо солоноватые, а в более глубоких слоях — даже сульфатно хлоридные натриевые, соленые.

Мезо-кайнозойский комплекс пород Волго-Камского бассейна характеризуется преимущественно наличием пресных гидрокарбонатных вод с подчиненными им отдельными гидрохимическими полями сульфатных кальциевых и сульфатно-хлоридных натриевых вод, солоноватых и соленых, местами встречающихся в долинах рек.

Мощность зоны пресных вод в западной части бассейна (на запад от 54 меридиана) изменяется от 50 до 150 *м*. Бо́льшие мощности, свыше 100—150 *м*, наблюдаются в истоках рр. Кильмези и Чепцы на северо востоке, Сока и Зая — на юге, в бассейне среднего и верхнего течения Ветлуги.

Артезианские бассейны между Тиманом и Уралом

На северо-восток от Тимана располагается группа артезианских бассейнов — Печорский, Усинский и Коротайхский. Территория, занятая этой группой бассейнов, имеет форму треугольника, расположенного между Уралом, Пайхоем и Тиманом и обращенного вершиной к югу, а основанием упирающегося на берег Печорского моря. Бассейны приурочены к трем впадинам. Наиболее крупным из бассейнов является Печорский, находящийся между Тиманом и грядой Чернышева. Меньшие размеры имеет Усинский бассейн, расположенный между грядой Чернышова и Полярным Уралом, бассейн вытянут в северо-восточном направлении Наконец, Коротаихский бассейн, самый маленький, приурочен к котловине, вытянутой согласно простиранию хр. Пайхой (на северо-запад).

В литературе имеются указания о выварке соли из пермских рассолов в Верхней Печоре около д Курьи и др. [Первухина, 1940]. На западной окраине бассейна известны девонские соленые воды в Ухтинском районе состава:

$$M50\,\frac{Cl\,99}{(K-Na)\,74\,Ca18\,Mg8}\,Ba;\ I;\ Br.$$

Интересен также теплый источник Пым-Ва-Шор, выходящий в районе структурных нарушений (хр. Чернышева) и в бассейне р. Адьзвы Формирование состава воды этого минерального источника, по А. А. Чернову, происходит в девонских битуминозных породах Дебит его около 0,2—0,3 *л/сек*. Состав дан ниже:

$$M2\,\frac{Cl\,83\,HCO_3\,10\,SO_4\,6}{(K+Na)\,74\,Ca\,17\,Mg\,9}\,H_2S;\ t\ 29°.$$

Это один из самых теплых естественных источников, известных в пределах Европейской части СССР.

Имеются данные о том, что на западном — Тиманском — крыле артезианского бассейна скважинами вскрыты артезианские пресные и соленые воды в девонских, каменноугольных и пермских породах. Широкое развитие карстовых вод в пермских и каменноугольных известняках восточной окраины отмечено К. Г. Кригер-Войновским [1944] для района слияния р. Щугор с р. Печорой.

Следует также отметить наличие пресных водоносных горизонтов, приуроченных к песчаникам юры и мела. Достаточно водообильны древнеаллювиальные пески и галечники. Дебит скважин, вскрывших древнеаллювиальные водоносные отложения, составлял от 4 до 7 *л/сек.* Заложенные в долинах скважины переливали. Некоторое значение приобретают подземные воды флювиогляциальных песков.

На севере Печорской группы бассейнов находится зона многолетней мерзлоты, мощность которой к северо-востоку значительно возрастает. В Усинском бассейне она составляет 100—150 *м;* в Коротайхском 150—200 *м* и более. Наличие многолетней мерзлоты осложняет использование подземных вод и ограничивает ресурсы пресных вод в северной части группы рассматриваемых артезианских бассейнов. Усинский и Коротайхский артезианские бассейны находятся целиком в зоне мерзлоты, поэтому наиболее перспективными в этих бассейнах могут быть подмерзлотные воды мезозойских и пермских отложений.

На восточном крыле Усинского бассейна подземные воды песчано-глинистых отложений пермской угленосной толщи изучены В. М. Барыгиным и А. И. Ефимовым. По данным этих исследователей, здесь имеется серия горизонтов водоносных песчаников, залегающих среди глинистых сланцев. Источники, приуроченные к пермской песчано-глинистой толще, имеют дебит до 20 *л/сек;* дебиты скважин, вскрывших воды этой толщи, от 0,2 до 12 *л/сек.* Воды пресные с минерализацией порядка 0,5 *г/л,* гидрокарбонатные кальциевые или натриевые. С глубиной (170—200 *м*) происходит увеличение минерализации до 1 *г/л* и более. Воды становятся хлоридно-гидрокарбонатными натриевыми. Газы вод — азотно-метановые и метаново-азотные с примесью сероводорода и углекислоты.

Помимо артезианских вод пермских отложений, в Усинском бассейне известны подмерзлотные и межмерзлотные пресные напорные воды во флювиогляциальных подморенных песках. Последние залегают непосредственно на коренных пермских отложениях. Мощность водоносного горизонта, по Г. В. Лазаренкову [1956], до 5—6 *м.* Практическое значение имеют также подземные воды в аллювиальных песках и галечниках, в крупных линзах песков и гравия, заключенных в морене. В Коротайхском бассейне известны выходы соленых вод. Сероводородные минеральные источники, помимо Усинского артезианского бассейна, имеются в Печорском бассейне, в частности на его юго-восточном крыле [Первухина, 1940].

Сурско-Хоперский артезианский бассейн[1]

Сурско-Хоперский артезианский бассейн расположен между Волго-Камским бассейном на севере, Прикаспийским — на востоке, Донецко-Донским — на юге и Московским — на западе. Бассейн вытянут с

[1] Обычно Сурско-Хоперский бассейн называют Ульяновско-Саратовским. Н. Н. Семихатов включил его в группу артезианских бассейнов по правобережью Волги. По отношению к Волго-Камскому бассейну он является «наложенным» (*Прим. ред.*)

северо-востока на юго-запад; северная и западная его границы довольно четко оконтурены склонами Алатырского вала и Сурско-Мокшинских поднятий, Окско-Цнинского вала и Воронежского кристаллического массива. Восточное крыло бассейна ограничивается рядом Приволжских поднятий, разделенных довольно глубокими прогибами, являющихся местными артезианскими бассейнами. С севера на юг располагаются: Жигулевское поднятие, зона Саратовских дислокаций и Доно-Медведицкий вал, заканчивающийся на юге Донским куполом.

Равнина Сурско-Хоперского бассейна на востоке переходит в Приволжскую возвышенность с отметками рельефа свыше 300 *м*. Артезианский бассейн разделяется на северную часть, дренируемую системой р. Суры (Сурский гидрогеологический район) и южную, дренируемую системой р. Хопра (Хоперский гидрогеологический район).

В геологическом строении бассейна участвуют верхнепротерозойские, палеозойские, юрские, меловые, третичные и четвертичные отложения. Наиболее существенные перерывы в осадконакоплении отмечены между силуром и девоном, карбоном и пермью, пермью и юрой. В тектоническом отношении бассейн является областью мезозойского прогиба и приурочен к Ульяновско-Саратовской мезо-кайнозойской синеклизе, вытянутой с северо-востока на юго-запад. Поверхность кристаллических пород фундамента образует здесь глубокий Рязано-Саратовский прогиб, вытянутый с северо-запада на юго-восток и погружающийся в юго-восточном направлении. Прогиб этот отделяет Воронежский кристаллический массив от Токмовского поднятия фундамента, находящегося к северо-востоку от прогиба.

I водоносный комплекс — верхнепротерозойских, нижнепалеозойских отложений, приуроченный к глубоким частям Рязано-Саратовского прогиба, в гидрогеологическом отношении не охарактеризован. Можно предполагать, исходя из данных о ранее описанных бассейнах и испытаниях скважин в Юлово-Ишиме, что в этом комплексе содержатся крепкие рассолы хлоридного кальциево-натриевого состава.

Исследования пробы с глубины 1374 *м* показали, что состав рассолов следующий [Афанасьев, 1956]:

$$M198{,}3\,\frac{Cl\,99{,}98\;SO_4\,0{,}02}{(Na+K)\,58{,}4\;Ca\,35{,}4\;Mg\,6{,}2}\,.$$

II водоносный комплекс — средне- и верхнедевонских отложений — распространен повсеместно и представлен серией водоносных известняков, доломитов, мергелей и песчаников, переслаивающихся с водоупорными глинами; в основании комплекса залегает мощная терригенная толща. На северном крыле артезианского бассейна девонский водоносный комплекс был вскрыт скважинами в Юлово-Ишиме, в пределах Иссинской структуры и в Токмово.

В Юлово-Ишимском районе развиты терригенные осадки живетского яруса среднего девона и нижнещигровские слои верхнего девона. Мощность терригенной части разреза около 300 *м*. В Иссинской структуре мощность терригенной девонской толщи до 329 *м*, в Токмово она снижается до 255 *м*. На терригенной девонской толще лежат верхнедевонские доломитово-известковые отложения общей мощностью около 200 *м*. Опробование скважин показало повсеместную водоносность как песчаников терригенной толщи, так и карбонатных пород.

Девонский комплекс характеризуется наличием высоконапорных вод, пьезометрическая поверхность которых погружается от Алатырского поднятия к долине р. Волги в северном и восточном направлениях. Наиболее энергично разгрузка вод происходит в северной части Самарской Луки и в устье р. Камы. Минерализация вод в терригенной толще Юлово-Ишимского района от 115 до 184 *г/л;* в Иссинской структуре —

от 152 до 178 *г/л;* в Токмовскои — от 157 до 176 *г/л* В общем, с погружением слоев и с увеличением глубины она возрастает.

В вышележащей карбонатной толще минерализация вод менее значительна Так, в Юлово-Ишимском районе в интервале 458—462 *м* минерализация воды составляла около 6 *г/л,* а в Иссинской структуре на глубине 265 *м* она составляла 0,8 *г/л.* Некоторые данные о составе вод девонских отложений северного крыла Сурско-Хоперского бассейна приводятся в табл. 18

Таблица 18

Химический состав подземных вод девонских отложений северного крыла Сурско-Хоперского артезианского бассейна

По Т П Афанасьеву [1956]

Место и глубина отбора пробы, *м*	Минерализация, *г л*	Содержание ионов, % *экв*					
		HCO_3	SO_4	Cl	Ca	Mg	Na+K
Нижнефранские и живетские отложения							
Улеминская структура, Апастовский район, Татарская АССР[1]; 1900 .	253	0,01	Следы	99,99	31,34	7,38	61,28
Токмово, Майданский район, Мордовская АССР, 932	176,92	0,19	0,54	99 27	22,38	9 28	68 34
Исса, Пензенская обл , 810 .	165 28	0 02	0 72	99 24	21 46	9 70	68 84
Исса, Пензенская обл ; 1030 .	178,26	0,02	0,46	99 52	22 90	7,52	69,68
Верхнедевонские отложения							
Токмово, 550 . . .	84 36	3 8	67,76	28 44	64 50	11,92	23,58
Исса, 265 . . .	0,80	38,32	26,26	35,42	32 62	2,28	65 10
Юлово Ишим, Городищенский район, Пензенская обл 630	157,28	0 02	0,80	99,18	22,50	9 58	67,92
Там же 800	165,28	0 03	0,73	99,24	21,43	9 70	68 87

[1] Крайняя северо восточная часть артезианского бассеина, пограничная с Волго-Камским бассеином.

На южной окраине Окско-Цнинского вала, в пределах северо западного крыла бассейна, девонский водоносныи комплекс, по Н. К. Игнатовичу, характеризуется развитием пресных гидрокарбонатных магниево-кальциевых артезианских вод, залегающих в верхней части разреза неглубоко от поверхности земли Об их составе можно судить по нижеприводимой формуле

$$M0{,}37\ \frac{HCO_3 86\ SO_4 11}{Ca52\ Mg34\ Na12}.$$

С глубиной минерализация вод комплекса возрастает до крепких рассолов и состав их изменяется. Так, на глубине свыше 550 *м* состав воды характеризуется следующей формулой:

$$M181\ \frac{Cl\ 99}{(Na + K)\ 67}.$$

Характеристика изменения минерализации и состава вод девонских отложений с глубиной на южном погружении Окско-Цнинского вала приводится в табл. 19.

По мере погружения девонских пород на восток происходит быстрое нарастание минерализации подземных вод за счет увеличения содержания хлоридов натрия.

На восток от Окско-Цнинского вала девонский водоносный комплекс погружается на значительную глубину, минерализация вод в соответст-

Таблица 19

Химический состав девонских вод районa Окско-Цнинского вала

По Н. К. Игнатовичу

Глубина отбора пробы, *м*	Минерализация, *г/л*	Содержание ионов, % *экв*						Гидрохимическ. зоны
		HCO_3	SO_4	Cl	Ca	Mg	Na+K	
D_3 20	0,37	87	11	2	52	35	13	А
D_3 72	0,35	85	9	6	54	40	6	А
D_3 118	3,40	9	49	42	37	29	34	Б
D_3 173	—	4	33	63	28	14	58	Б
Семилукские слои (D_3)	76,4	—	7	93	24	9	67	B_2
D_2 530—617	181,4	—	1	99	19	14	67	B_3

вующих частях разреза растет, так что в центре бассейна в девонских отложениях содержатся только соленые воды и рассолы. На южном погружении Окско-Цнинского вала дебит скважины при самоизливе с глубины 50—71 *м* составлял 35—86 *л/сек*, что свидетельствует о большей водообильности верхних частей разреза. В пределах восточного склона Воронежского массива, т. е. на западном крыле бассейна, девонские воды вскрыты под толщей юрских и меловых пород в городах Борисоглебске, Новохоперске, Красивке, Козлове, Тамбове, Мичуринске и др. Установлено, что по мере погружения девонского комплекса под все более возрастающую по мощности толщу мезозойских пород наблюдается повышение минерализации вод в девонских слоях. Так, в Мичуринске и в районе г. Воронежа и к западу от него пресная вода в девонском водоносном комплексе хорошего и удовлетворительного качества; в г. Тамбове вода также пресная с минерализацией 0,5 *г/л*, тогда как на востоке, в г. Борисоглебске, на глубине всего 104,74 *м*, в известняках девона залегают солоноватые хлоридные воды с минерализацией 3,6 *г/л* и жесткостью 24,5 *мг-экв* Водообильность комплекса неоднородна. Дебиты отдельных скважин составляют в Воронеже 0,4—14, Мичуринске — 5, Тамбове — 14 *л/сек*. Отмечено также повышение минерализации вод с глубиной (Воронеж).

На восточном крыле бассейна девонский водоносный комплекс залегает на глубинах свыше 1000 *м*. В пограничных с ним районах Сызрани, Самарской Луки (см. Волго-Камский бассейн) и Саратовских дислокаций (см. Прикаспийский бассейн) в девонских отложениях залегают крепкие и весьма крепкие рассолы с минерализацией 200—300 *г/л* хлоридного кальциево-натриевого состава с содержанием брома и йода.

III водоносный комплекс — каменноугольных отложений (нижний, средний и верхний отдел), распространенный в северной и восточной частях бассейна, — представлен преимущественно карбонатными породами с подчиненными им свитами песчано-глинистых отложений Водоносными являются известняки и доломиты, водоупорными — глины, мергели, плотные известняки. В северном — Сурском районе бассейна подземные воды карбона довольно широко используются в пределах Алатырского вала, Сурско-Мокшинских поднятий и Окско-Цнинского вала.

К востоку от Окско-Цнинского вала каменноугольные воды используются буровыми скважинами в ряде пунктов: Краснослободске, Саранске, Рузаевке и др. Вода в названных пунктах пресная, вполне удовлетворительного качества. Скважины, ближайшие к поднятиям, например в Краснослободске, встречают отложения карбона на глубине около 100 *м* и дают воду гидрокарбонатного состава с сухим остатком от 226—561 *мг/л* (Cl 21—27 *мг/л*). В Саранске, находящемся в 140 *км* к вос-

току от Краснослободска, где каменноугольные слои начинают погружаться под юрские и меловые отложения, отмечается уже заметное повышение минерализации воды (до 730 *мг/л*: содержание хлора до 168 *мг/л*). Еще дальше на юго-восток, в Пензе, породы карбона встречены скважиной уже на глубине 457 *м* под толщей юрских и меловых песчано-глинистых отложений; при этом вода оказалась сравнительно сильно минерализованной (сухой остаток 1366 *мг/л*; содержание хлора 498 *мг/л*).

В южном — Хоперском гидрогеологическом районе подземные воды карбона известны в районе Доно-Медведицких дислокаций.

Данные о составе подземных вод каменноугольных отложений Сурско-Хоперского бассейна и пограничных с ним районов приводятся в табл. 20.

Таблица 20

Химический состав подземных вод III водоносного комплекса— каменноугольных отложений Сурско-Хоперского артезианского бассейна

По Т. П. Афанасьеву [1956]

Место и глубина отбора пробы, *м*	Возраст водоносного горизонта	Минерализация, *г/л*	Содержание ионов, % *экв*					
			HCO_3	SO_4	Cl	Ca	Mg	Na+K
Сивинь, Старо-Синдровский район, Мордовская АССР; 270	C_I	0,282	57,65	21,26	21,09	63,60	33,50	2,90
Исса, Пензенская обл.; 253,9	C_1^h	0,594	97,0	1,6	1,4	68,94	16,84	14,22
Юлово-Ишим, Пензенская обл.; 304	C_1	2,69	3,20	19,80	77,80	15,4	0,32	84,28
Там же; 411	C_1^h	4,21	3,74	30,32	65,94	19,44	16,16	62,40
Сызрань, Куйбышевская обл.[1]	C_1	111,83	0,30		99,70	16,22	10,16	73,62
Улеминская структура, Апастовский район, Татарская АССР; 267	C_2	106,94	0,08	2,80	97,12	10,66	10,92	64,42
Сивинь, Старо-Синдровский район, Мордовская АССР; 192	C_2^{Pd}	0,170	73,81	19,97	6,24	50,15	33,67	16,18
Там же; 283	C_2^v	0,466	66,42	16,89	16,89	39,79	26,63	33,58
Исса, Пензенская обл.; 59,8 .	C_2	0,557	96,9	1,70	1,40	69,76	16,38	13,86
Сызрань, Куйбышевская обл.; 677	C_2	67	0,20	0,22	99,94	16,04	Следы	83,96
Там же; 141,6[1]	C_3	0,500	52,8	37,4	9,8	30,6	27,6	41,8

[1] Пограничные с Сурско-Хоперским бассейном пункты.

IV водоносный комплекс — пермских отложений — развит на северной окраине Сурского гидрогеологического района бассейна. Характеристика вод этого комплекса дана при описании Волго-Камского бассейна.

V водоносный комплекс — юрских песчано-глинистых отложений с основными водоносными горизонтами, приуроченными к прослоям песков, песчаников, мергелей (среди глин). На юге Хоперского гидрогеологического района юрские воды имеют местный характер, небольшой дебит и ограниченное распространение; за редкими исключениями, эти воды сульфатные кальциевые или сульфатные магниевые. В западной части этого же района юрские отложения представлены глинами с подчиненными им прослоями водоносных песков. В бассейне рр. Цны и Вороны юрские водоносные пески (средний келловей) зале-

гают на глубине свыше 100 *м*. Скважины Тамбова, Моршанска вскрыли самоизливающиеся воды юрского горизонта (келловей) с дебитом 0,4—0,6 *л/сек*. Воды пресные с минерализацией до 0,4 *г/л* и невысокой жесткостью, обычно менее 3,5 *мг-экв*.

Более высоко юрские водоносные горизонты залегают на запад и юг от г. Моршанска, более низко — на восток от него. Дебиты самоизливающих скважин до 0,3 *л/сек* и при понижении уровня от статического на 15—16 *м* до 7—9 *л/сек*; при этом наблюдается частое засорение фильтров песком. Вода пресная с минерализацией 0,4 *г/л* и менее и жесткостью до 4 *мг-экв*.

В бассейнах рр. Мокши, Алатыря и других широко распространен верхнеюрский водоносный горизонт, приуроченный к толще песков нижнего келловея, мощностью до 40 *м*. Этот горизонт пресных гидрокарбонатных вод вскрыт скважинами в сс. Починки, Дивьев Усад, Панька (в последнем пункте на глубине около 80 *м*, под толщей нижнемеловых и юрских глин). В Саранске из этих песков получена артезианская вода умеренной жесткости. На востоке, на р. Волге, к югу от Тетюшей юрские воды используются для водоснабжения. Ограниченное распространение к северу от Саранска и по Суре получили среднекелловейские и кимериджские водоносные мергели. Водоносность их характеризуется дебитами источников 0,7—0,8 *л/сек*.

Воды нижневолжских горючих сланцев местами железистые, пресные и слабо солоноватые, гидрокарбонатные кальциевые, повышенной и высокой жесткости, иногда со значительным содержанием сульфатов. Они питают источники с дебитом обычно менее 1 *л/сек*.

С севера на юг и с западного крыла на восток качество юрских вод ухудшается. Из пресных они переходят в солоноватые. Наиболее широко эксплуатируется юрский водоносный комплекс на севере бассейна. Некоторые данные о составе подземных вод юрских отложений северного крыла Сурско-Хоперского артезианского бассейна приводятся в табл. 21.

Таблица 21

Химический состав подземных вод юрских отложений северного крыла Сурско-Хоперского артезианского бассейна

По Т. П. Афанасьеву [1956]

Место	Минерализация, *г/л*	Содержание ионов, % *экв*					
		HCO_3	SO_4	Cl	Ca	Mg	Na+K
Долиновка, Б. Тарховский район, Татарская АССР; колодец	0,742	92,57	3,00	4,43	70,00	12,86	17,14
Там же; источник	1,059	78,32	19,19	2,47	41,33	30,07	28,60
М. Ундоры, Ишеевский район, Ульяновская обл.; источник	0,585	90,41	8,26	1,32	68,72	22,80	8,48
Городище, Ишеевский район, Ульяновская обл.; источник	1,620	59,66	39,76	0,58	95,75	4,25	—

VI водоносный комплекс — нижнемеловых отложений — представлен водоносными пластами песков и водоупорными глинами. В Хоперском гидрогеологическом районе преобладают пески, причем выделяются *три основных водоносных горизонта*: а) готериев-барремский — средне- и грубозернистых песков и песчаников мощностью 30—40 *м*. Этот водоносный горизонт используется для водоснабжения многих сел. Содержит пресную, а иногда и слабо солоноватую воду, преимущественно умеренной жесткости; б) маломощный водоносный горизонт аптских песков, спорадически распространенный; в) неоднородный по характеру водоносности альбский горизонт мелкозернистых песков. На западном

крыле артезианского бассейна, по А. А. Дубянскому, нижнемеловые воды встречаются спорадически; мощность водоносных пластов 1—10 *м*, дебит колодцев мал.

В бассейне рр. Цны и Вороны и в верховьях Хопра наибольший интерес представляют неравномернозернистые, чаще мелкозернистые альбские пески мощностью от 30 до 100 *м* (Кирсанов). Присутствие прослоев глин обусловило наличие в песках двух водоносных горизонтов. Отмечается ухудшение условий эксплуатации и качества вод альбского горизонта с запада на восток, особенно к востоку от р. Вороны в связи с увеличением глинистости песков. Дебит скважин на западе составляет 6—8 *л/сек*, тогда как на восток от р. Вороны — 0,5—2 *л/сек*. Минерализация, составляющая 0,3—0,4 *г/л* на западе, на востоке увеличивается до 1,5 *г/л*. Близ осевой части бассейна вода в меловых отложениях оказалась непригодной для водоснабжения (г. Балашов на р. Хопре); жесткость ее 30,5 *мг-экв*.

В Сурском гидрогеологическом районе в меловых отложениях выделяется несколько водоносных горизонтов:

а) валанжинский, слабо водоносный, приуроченный к слою фосфоритового конгломерата и глауконитовым пескам, наиболее водообилен в районе Инсара, где родники этого горизонта используются для водоснабжения в ряде селений;

б) барремский — один из важнейших водоносных горизонтов нижнего мела. Он представлен кварцевыми и глауконитовыми песками мощностью в несколько десятков метров, переслаивающимися с глинами. Мощность, минерализация, состав, водоносность горизонта непостоянны. Наиболее водообилен он в пределах Сурско-Мокшинского водораздела, а также в Пензенском и Городищенском районах. Так, дебит выработок меняется от долей до 1,6 *л/сек*; минерализация от 0,6 до 2,0 *г/л* и более, жесткость от 0,7 до 7—8 *мг-экв* и более; гидрокарбонаты кальция замещаются сульфатами кальция;

в) аптский водоносный горизонт песков и песчаников; этот горизонт иногда питает многочисленные и многоводные источники по правобережью Волги, в бассейне Свияги, по Суре, Баришу и др. Дебит некоторых источников до 1—4 *л/сек* (Кашинские ключи). Дебит скважин, вскрывших аптский водоносный горизонт в районе Ульяновска и южнее, от 0,08 до 1,1 *л/сек*. Минерализация вод 0,2—0,5 *г/л*, часто и более.

г) альбский сложный водоносный горизонт, местами имеющий важное значение для водоснабжения некоторых городов и населенных пунктов (г. Пенза, Чембар). В альбских глинах имеются от одного до нескольких водоносных прослоев в песках, песчаниках и опоках. Из них наиболее важным является горизонт песков в основании альба мощностью до 15 *м*. В г. Пензе нижнемеловой водоносный горизонт обладает высоким напором. В долинах р. Суры и ее притоков скважины дают самоизлив. Дебит скважин от 7 до 28 *л/сек*; минерализация воды от 0,5 до 0,7 *г/л*, местами до 1,2 *г/л*, жесткость 3 *мг-экв*. Нижнемеловой водоносный горизонт распространен к северу от г. Пензы, в Саранском районе, по Суре, Инсару, Свияге и по правому берегу Волги (Ульяновск, Саратов).

VII верхнемеловой водоносный комплекс развит на восточном крыле и в центре бассейна, где меловые отложения выходят на поверхность на значительной площади и содержат до пяти основных водоносных горизонтов. Наиболее широко на юге бассейна распространен сеноманский водоносный горизонт глауконитовых кварцевых, большей частью мелкозернистых песков, мощностью до 40 *м*. Этот горизонт имеет большое значение на юге, где он питает многочисленные источники. Вода пресная, обычно гидрокарбонатная кальциевая от мягкой до умеренно жесткой. Дебит источников 0,1—2 *л/сек*. Этот горизонт вскрыт скважинами в г. Чембаре, Каменке (Пензенская область) и др.

Туронский водоносный горизонт приурочен к мелоподобным известнякам и мергелям На юге бассейна он тесно связан с сеноманским водоносным горизонтом и не имеет самостоятельного значения На севере бассейна мергели и мел турона образуют постоянный водоносный горизонт в основании толщи Большое значение этот водоносный горизонт имеет в районе Вольска — Алатыря, где к нему приурочено много источников в долинах рек Иногда эти источники характеризуются большим дебитом (до 1—2 *л/сек*), вода обычно гидрокарбонатная кальциевая, умеренно жесткая, хорошего качества.

Сенонский водоносный горизонт неоднороден в фациальном отношении и представлен двумя типами отложений Первый тип слагается внизу опоками, мергелями, песчаниками, которые вверху сменяются песками общей мощностью 70—80 *м* Водоносные пласты этого сложного горизонта невыдержанны, непостоянны, гидравлически связаны. Второй тип характеризуется наличием резко обособленных, выдержанных водоносных горизонтов, преимущественно в областях развития мергельно-меловых фаций Нередко здесь выделяются нижний водоносный горизонт, в основании которого лежат глины альба, и верхний, приуроченный к толще белого мела (маастрихтский)

Главными районами распространения сенонского горизонта являются на севере Ульяновско-Сызранский, Хвалынско-Вольский, на востоке Пензенский и на юге Донской Дебиты источников этого водоносного горизонта меняются в широких пределах от 0,1 до 10 *л/сек*. Вода обычно пресная, хорошего качества, небольшой и умеренной жесткости, гидрокарбонатная кальциевая Некоторые данные о составе подземных вод меловых отложений приводятся в табл 22

Таблица 22

Химический состав подземных вод меловых отложений

По Т. П. Афанасьеву [1956]

Место отбора пробы	Минерализация, *г/л*	Содержание ионов, % *экв*					
		HCO_3	SO_4	Cl	Ca	Mg	Na+K
Нижнемеловые отложения							
Раз Пинеры, Шумерлинский район Чувашская АССР, скважина	0,132	73,62	21,06	5,32	56,36	30,88	12,76
Алатырь, Чувашская АССР, колодец	2,0	40,4	24,32	26,44	50,0	19,0	31,0
Киндяковка, Ульяновский район Ульяновская обл , скважина .	0,448	35,31	63,64	1,05	48 88	9,47	41,65
Пенза, скважина на Песках . . .	0,534	33,59	41,21	25,20	30,97	17,32	51,71
Верхнемеловые отложения							
турон							
Сабанчеево, Атяшевский район, Мордовская АССР, источник	0,303	79,16	15,43	5,41	81,57	1,60	16,83
Дер Веселый ключ, Сенгилеевский район, Ульяновская обл , источник	0,43	71,10	19,78	9,12	69,02	23,58	3,70
сантон							
Ульяновская обл источники . .	0,08—0,5	59—88	7—30	0,6—22	45—78	20—44	1—25
маастрихт							
Ульяновская обл , источники . . .	0,1—0,3	49—82	10—49	3—10	73—91	7—21	0—20

VIII палеогеновый водоносный комплекс распространен на севере бассейна — в Саратовско-Ульяновском районе, где он представлен водоносными горизонтами а) нижнесызранских опок, б) верхнесызранских глауконитовых песчаников, в) саратовских кварцевых песков с подчиненными им песчаниками мощностью до 80 *м*, г) ца-

рицынских опок, переходящих в песчаники, имеющие меньшую площадь распространения. Дебит скважин составляет 5—14 *л/сек.*

Все горизонты характеризуются пресной, хорошего качества, мягкой и умеренно жесткой водой, причем три первые из них широко используются для водоснабжения и питают многочисленные истоки рек и источники (нередко обильные) как северного, так и южного районов — в бассейнах Суры, Сызрани, Свияги, Медведицы и др. Сводная формула химического состава вод палеогеновых отложений для северного крыла бассейна такова:

$$M0{,}2 - 0{,}4 \frac{HCO_3 61 - 79\ SO_4 17 - 37\ Cl\ 2 - 4}{Ca 65 - 70\ Mg 30 - 33\ (Na + K)\ 2{,}5}.$$

Среди перечисленных горизонтов наибольшее распространение и значение имеют три первые. Царицынский водоносный горизонт имеет меньшее распространение в верховьях Суры, Свияги, Сызрани. На юге выделяют водообильный нижнесызранский водоносный горизонт песков, питающий источники, с дебитом от немногих до нескольких десятков литров в секунду. Верхнесызранский и саратовский водоносные горизонты песков и песчаников имеют ограниченное распространение и питают источники с дебитом 1—6 *л/сек.*

В районе Саратовских поднятий, располагающихся между Сурско-Хоперским и Прикаспийским артезианскими бассейнами, А. Н. Семихатов выделил несколько артезианских бассейнов второго порядка, приуроченных к более или менее глубоким третичным прогибам. Наиболее крупные бассейны располагаются в северной части крыла между Волгой и Сурой. В южной части восточного крыла выделяется артезианский бассейн нижнесаратовских песков района г. Кузнецка Он вскрыт скважинами глубиной 40—105 *м.* Дебит одной скважины до 10 *л/сек* при понижении уровня на 1,5 *м.* Малая минерализация, невысокая жесткость характерны для вод этого бассейна. В верховьях р. Медведицы А. Н Семихатов выделил Петровский артезианский бассейн (второго порядка) с напорными водами в третичных отложениях. В верховьях рр. Сокурки и Идолги находится еще один небольшой артезианский бассейн с водоносными горизонтами, приуроченными к нижнесызранским и верхнемеловым опокам.

IX водоносный комплекс неогеновых отложений довольно широко развит (по А. А. Дубянскому) в бассейне Хопра, Воронежа, Цны. Он представлен преимущественно песками с прослоями глин Выделяют от одного до четырех водоносных горизонтов, в зависимости от количества прослоев глин. Наиболее мощный водоносный горизонт приурочен к низам неогеновой толщи. Мощность IX водоносного комплекса в общем до 30—60 *м.* Водоупорным ложем для них служат породы верхнего девона. Дебит скважин обычно от 1—2, реже до 16 *л/сек.* Глубина скважин до 70 *м.* Качество воды хорошее. Обычно минерализация ее 0,4 *г/л,* хлора менее 10 *мг/л,* жесткость от 0,7 до 5,3 *мг-экв.* В единичных случаях минерализация возрастает до 0,8—1,4 *г/л,* содержание хлора до 150—160 *мг/л* и жесткость до 10—15 *мг-экв.* Данный водоносный горизонт используется для водоснабжения многих населенных пунктов.

X водоносный комплекс — четвертичных отложений — имеет большое значение. До 70—80% колодцев снабжают население питьевой водой из послетретичных отложений. Особое внимание заслуживают грунтовые воды ледниковых песков и надморенных суглинков, имеющих широкое распространение в Воронежской области, а также воды аллювиальных отложений.

Из сказанного видно, что наиболее важное практическое значение для целей водоснабжения имеют мезозойские и кайнозойские водоносные горизонты бассейна.

Нижний ярус этого бассейна, сложенный палеозойскими водоносными комплексами, самым теснейшим образом связывает Воронежское и Токмовское поднятия фундамента с Рязано-Саратовским прогибом и с расположенной на восток Прикаспийской впадиной.

Днепровско-Донецкий артезианский бассейн

В глубокой тектонической Днепровско-Донецкой впадине, расположенной между Литовско-Белорусским и Воронежским поднятиями на севере и Украинским кристаллическим массивом на юге, находится основная часть обширного и сложного Днепровско-Донецкого артезианского бассейна. Геологические и гидрогеологические исследования позволяют выделить на территории Днепровско-Донецкого бассейна два бассейна второго порядка: Донецко-Донской на востоке впадины и Днепровский на западе. Граница между ними проводится по водоразделу между бассейнами Днепра и Северного Донца.

Донецко-Донской артезианский бассейн

Донецко-Донской артезианский бассейн расположен между Воронежским массивом на севере, Донским куполом (южным окончанием Доно-Медведицкого вала) на востоке и Донецким бассейном на юго-западе. Между Донбассом и Воронежским массивом, примерно по меридиану г. Миллерово, намечается Миллеровский вал, который отделяет восточную часть Донецко-Донского артезианского бассейна от западной. Здесь же, по-видимому, проходит водораздел между артезианскими потоками, которые в западной части бассейна направлены главным образом к Северному Донцу, а в восточной — к Дону, где в районе Донского купола известны крупные восходящие источники из отложений верхнего карбона, сеномана и турона. Здесь находятся главнейшие участки разгрузки описываемого артезианского бассейна. Дренируется бассейн системой р. Дона и его крупного правого притока — р. Северного Донца.

В соответствии с этим можно выделить два основных гидрогеологических района:

1) Донской, расположенный к востоку от Миллеровского вала и охватывающий в основном территорию правобережья среднего течения р. Дона;

2) Донецкий, находящийся к западу от Миллеровского вала и дренируемый системой рек Северного Донца.

В Донецко-Донском бассейне главнейшие водоносные горизонты заключены в отложениях карбона, юры, верхнего мела и палеогена. Докембрийские кристаллические породы фундамента (граниты, гранитогнейсы, сиениты, кристаллические и метаморфические сланцы и др.) выходят на поверхность в долине р. Дона у Павловска, с. Свинухи и неглубоко залегают на самой северной окраине бассейна и на склоне Воронежского массива (район Курской магнитной аномалии), где они вскрыты скважинами в районе Старого Оскола, в Щиграх, а также в Белгороде и других местах на абсолютных отметках плюс 60 *м* и ниже. Породы кристаллического фундамента неоднородны по водоносности и в общем мало водообильны, характеризуясь дебитом скважин 0,3—7 *л/сек*. Воды их, как правило, пресные, гидрокарбонатные, умеренной жесткости, но в более глубоких горизонтах, в шахте Старо-Оскольского района, хлоридные (обнаружены в небольшом количестве).

Девонский водоносный комплекс в Донецко-Донском бассейне малоизвестен. Он вскрыт глубокими скважинами в районе Доно-Медведицкого поднятия, где обнаружены соленые высокоминерализованные воды, а также западнее — в. с. Белая Горка (район Богучара), где водоносные пески и песчаники, мощностью в 30 *м*, содержат солоно-

ватую хлоридную натриево-кальциевую лечебную воду. Дебит скважины 4—5 *л/сек.*

II водоносный комплекс, приуроченный к отложениям карбона, распространен на всей площади бассейна Наиболее близко к поверхности верхние слои карбона залегают на востоке, в пределах Донского купола Здесь верхнекаменноугольные и частью среднекаменноугольные отложения поднимаются до 150 *м* и более над уровнем Дона На северном крыле бассейна карбон лежит неглубоко под меловыми отложениями На юге, вблизи Донецкого кряжа, отложения карбона имеют большую мощность, среди них преобладают песчано-глинистые образования. В северном направлении карбон донецкого типа замещается платформенными отложениями карбона, среди которых преобладают известняки Эти фациальные изменения существенно отражаются на характере водоносности каменноугольных пород.

На северной окраине артезианского бассейна и в центральных его частях, в районе Нового Оскола, Россоши и далее на восток до границы артезианского бассейна известняки и песчаники карбона сильно трещиноваты (Кантемировка, Россошь, Новый Оскол) На северо-восточном крыле артезианского бассейна известняки карбона покрыты песками сеномана (C_2cen) или турнейскими мергельно меловыми отложениями (C_2tur), тем самым образуется единый сложный водоносный горизонт, состоящий вверху из меловых, внизу из каменноугольных пород. Здесь в известняках карбона на глубине свыше 100 *м* от поверхности земли вскрыта напорная почти пресная вода с минерализацией около 1,1 *г/л*, хлоридно-сульфатного состава, дебит скважин до 10 *л/сек.* В с. Новая Белая в известняках среднего карбона водоносный горизонт вскрыт на глубине свыше 200 *м* Скважина переливала, дебит ее свыше 4 *л/сек*, минерализация воды 1,2 *г/л*

Мощный напорный водоносный горизонт с пресной водой вскрыт скважиной в с. Криницы (район г. Богучара), дебит скважины при понижении уровня на 1,5 *м* свыше 8 *л/сек.* На ст. Казанская (к востоку от г Богучара), на левом берегу р. Дона, имеются источники со значительным дебитом, приуроченные к известнякам карбона (визейский ярус) Состав воды этих источников приводится ниже [Семенова, 1956]

$$M0{,}4\ \frac{Cl\,61\ HCO_3 30\ SO_4 9}{Ca 56\ (Na + K)\ 24\ Mg 20}\ .$$

Пресная вода из отложений карбона была получена в Кантемировке, Журавке и в других пунктах северной части артезианского бассейна на глубине *100—120 м.*

Можно предполагать, что далее на юго-восток, по направлению к Донскому куполу, где Г Н Каменским описаны восходящие источники из отложений карбона, располагается более или менее значительный участок бассейна, где в карбоне и на больших глубинах содержится пресная или маломинерализованная вода Возможно, что эта полоса захвачена токами артезианских вод, направленными от областей питания на севере к местам разгрузки на юго западном крыле Донского купола Буровые скважины в районе Донского купола (к северу от р Дона), вскрывшие более глубокие слои карбона (C_1), обнаружили в них, как и в девоне, соленую воду В приосевой части бассейна и на южном его крыле, примыкающем к Донбассу, к каменноугольным отложениям приурочены солоноватые и соленые воды. В западной части бассейна близ р Северного Донца подземные воды карбона известны в ряде пунктов (Луганск, Старобельск и др) Здесь в отложениях карбона под значительной толщей мезозойских пород обнаружены соленые хлоридные кальциево-натриевые воды с минерализацией до 50 *г/л*

III водоносный комплекс, приуроченный к пермским мелистым песчаникам и залегающей на них нижнепермской известняково-до

ломитовой толще, прослеживается на юго-востоке бассейна от района слияния рр. Калитвы, Большой и Березовки на западе до населенных пунктов Котельниковский, Калач, Большая Ивановка — на востоке [Дубинский, 1956]. Далее на восток нижнепермские отложения погружаются под гипсово-соленосную пермскую толщу, которая появляется в междуречье Дон—Волга. Водоносность пермских отложений бассейна не охарактеризована. Прикрыты они мезозойскими отложениями.

IV водоносный комплекс триасовых отложений. Эти породы распространены в районе Донского купола, где они представлены пестроцветными песчано-глинистыми образованиями. Водоносные триасовые породы установлены в Миллеровском районе, где скважинами встречены слабо соленые воды, и в Луганске; здесь в пестроцветной толще триаса на глубине 380 *м* вскрыта хлоридная натриевая вода с минерализацией 21,2 *г/л*.

V водоносный комплекс, выходящий в районе Донского купола, приурочен к песчаной толще, лежащей в основании юры под глинами байосского яруса. В районе правобережья Дона имеются источники, питающиеся водами этого комплекса, а на юго-восточном крыле купола (ст. Сиротинская) в тех же отложениях содержится напорная пресная вода (вскрыта буровыми скважинами). Этот водоносный горизонт не имеет повсеместного распространения в Донецко-Донском бассейне. На северном крыле бассейна в районе г. Кантемировки юрские отложения отсутствуют. Близ северной окраины Донецкого бассейна, у станицы Глубокой, встречены маломощные водоносные слои юрских пород со слабо соленой сульфатно-хлоридной водой, имеющей общую минерализацию 12 *г/л*.

VI альб-сеноманский, или сеноманский, водоносный горизонт имеет наибольшее значение как для выяснения гидрогеологических закономерностей в данном бассейне, так и для водохозяйственных целей. На северном крыле артезианского бассейна, в долине р. Оскола и других рек (в пределах Воронежского массива), сеноманские отложения выходят на поверхность и отсюда постепенно погружаются под все увеличивающуюся по мощности толщу меловых пород (турон и сенон). В соответствии с этим возрастает глубина залегания сеноманского водоносного горизонта. В районе Нового Оскола она едва превышает 50 *м*, а в Валуйках достигает 200 *м*.

В пределах северного крыла бассейна мощность сеномана весьма неравномерна: в среднем она составляет 10—15 *м*, достигая максимальной величины у с. Новой Белой. На участке Кантемировка — Белая Горка пески сеномана совсем отсутствуют и этот ярус представлен лишь небольшим слоем песчаного мергеля. Площадь сплошного распространения сеноманского водоносного горизонта приурочена к бассейнам рр. Тихой Сосны, Россоши, Черной Калитвы, Оскола.

Производительность водоносного горизонта колеблется в значительных пределах в зависимости от мощности пласта и гранулометрического состава водоносных песков. Последние здесь иногда мелкозернисты и приобретают характер плывунов, характеризуясь малой водоотдачей. Однако во многих пунктах дебит скважин иногда достигает десятка литров в секунду и более. Так, в с. Новая Белая дебит скважины, вскрывшей отложения сеномана (при самоизливе), достигал 3—4 *л/сек*. Скважина в г. Валуйки давала при откачке около 22 *л/сек* без заметного понижения уровня воды. Наконец, значительная производительность альб-сеноманского водоносного горизонта установлена опытными откачками в районе железорудных месторождений КМА. Мощность сеноман-альбской толщи здесь достигает 33 *м*. Залегая в кровле рудных слоев, этот водоносный горизонт существенно осложняет условия разработки этих месторождений, так как является источником интенсивного обводнения горных выработок.

Качество вод альб-сеноманского горизонта для значительной (северной) части артезианского бассейна характеризуется малым сухим остатком (до 200—400 *мг/л*), невысокой жесткостью; воды гидрокарбонатные кальциевые. На юг, по мере погружения слоев, минерализация возрастает. В г. Валуйки, где глубина залегания кровли сеномана доходит до 200 *м*, вода этого горизонта имеет повышенную минерализацию (сухой остаток 1330 *мг/л*, содержание хлора 384 *мг/л*). Глубина залегания сеномана в Старобельске около 280 *м*. Вода, полученная здесь из этого горизонта, имеет сухой остаток 1234 *мг/л*, содержит хлора 624 *мг/л* при относительно невысокой жесткости, вода щелочная.

Важным фактором, послужившим основой для суждения о водоносности альб-сеноманской толщи в рассматриваемом районе, являются восходящие источники, связанные с отложениями сеномана на р. Большой Голубой и Малой Голубой. Характер геологической структуры, места выхода и состав вод не оставляют сомнения в их артезианском происхождении. В долине р. Большой Голубой эти источники приурочены к верхам сеноманских песков, а в долине р. Малой Голубой — к туронским мергелям, в которые вода поступает через кровлю сеноманского горизонта. Анализ вод источника (р. Малая Голубая) показывает повышенную их минерализацию (до 1,5 *г/л*); по составу эти воды сходны с артезианскими водами сеномана, вскрытыми скважинами в прилегающих районах бассейна.

В то же время следует отметить иную минерализацию вод, вытекающих из низов альб-сеноманского горизонта на более приподнятых участках Донского купола, являющихся одновременно и областью питания артезианского бассейна. Здесь вода сеноманских источников вдвое или втрое менее минерализована, чем в восходящих источниках в долинах рр. Большая Голубая и Малая Голубая. Восходящие пресные источники Донского купола весьма интересны. По составу вод и дебиту (десятки и сотни литров в секунду) они не имеют себе подобных среди восходящих источников, известных на Русской платформе и представленных преимущественно солеными водами. Наличие этих источников в сочетании с данными о геологической структуре местности послужило важным признаком для поисков артезианской воды [Каменский, 1947].

Распространение артезианского сеноманского горизонта в сторону от Донского купола подтверждено рядом буровых скважин (хут. Базки, станицы Голубинская и Суровикино). Наиболее высокий напор этот горизонт имеет к западу и юго-западу от купола. У станицы Базковской против станицы Вешенской сеноманский горизонт обнаружен на глубине 59—68 *м;* мощность водоносных песков здесь 20 *м*. Анализ воды из этой скважины показал, что сухой остаток составляет 1,5 *г/л,* содержание хлора 0,4 *г/л;* жесткость до 18 *мг-экв,* т. е. вода сходна с водами восходящих источников в пределах Донского купола. Одна из скважин имеет дебит 0,05 *л/сек*. Далее на запад (вверх по долине р. Дона) сеноманский водоносный горизонт вскрыт в долине р. Дона и нижнего течения р. Богучара во многих точках (сс. Белая Горка, Купинка, Сухой Донец, хут. Павловка) на глубине 100—200 *м*. Водоносный горизонт повсюду напорный. Дебит скважин от 1 до 11 *л/сек*.

VII водоносный комплекс — турон-сенонских мергельно-меловых пород — уступает по водообильности предыдущему. Тем не менее он широко используется колодцами и буровыми скважинами, дебит которых обычно выражается десятыми и сотыми долями литров в секунду; в отдельных случаях он повышается до 1 *л/сек* с небольшим. В районе станиц Казанской, Мигулинской, Базковской, по данным В. П. Семеновой [1956], этот водоносный комплекс характеризуется непостоянством и невыдержанностью водоносных горизонтов и линз. К югу от долины р. Дона его водоносность возрастает. Большинство источников находится в балках и оврагах на отметках плюс 70—100 *м*. Воды источ-

ников пресные с жесткостью 3,6—7 *мг-экв*. О составе воды можно судить по источнику у хут. Бровского [Семенова, 1956].

$$M0{,}3\ \frac{Cl\,60\ HCO_3 24\ SO_4 16}{Ca82\ Mg18\ (Na+K)\ 0{,}1}.$$

Далее на запад в бассейне рр. Богучара и Дона водоносный горизонт проявляется малодебитными источниками, а в ряде точек вскрыт скважинами и многочисленными колодцами (бассейн рр. Меловой, Калитвы, Лозовой, Тихой и др.) Вода хорошего качества.

На северной окраине Донбасса данный водоносный комплекс является наиболее водообильным Залегает он здесь на глубине 20—70 *м* и более Характеризуется дебитом источников в 0,15—30,0 *л/сек* и дебитом скважин в 0,2—5,0 *л/сек;* в среднем дебит — 0,25—1,0 *л/сек* Вода пресная или слабо солоноватая, жесткость ее 1—18,5 *мг-экв;* содержание хлора от 2 до 369 *мг/л,* сульфатов до 500 и гидрокарбонатов 20—400 *мг/л.*

VIII водоносный комплекс — палеогеновых отложений — представлен преимущественно песками и песчаниками с подчиненными им опоками, глинами, мергелями. В них имеется несколько водоносных горизонтов, залегающих на разных уровнях и дренирующихся эрозионной сетью. По долинам и балкам выходит большое число малодебитных источников с пресной водой

Некоторое представление о составе воды источников северной части бассейна можно получить по нижеприведенным анализам [Семенова, 1956].

Состав вод палеоцена:

$$M0{,}5\ \frac{Cl\,66\ HCO_3 26\ SO_4 8}{(Na+K)\ 70\ Ca23\ Mg7};\ D0{,}2-0{,}5\ л\ сек;$$

состав вод эоцена

$$M0{,}26\ \frac{Cl\,57\ HCO_3 32\ SO_4 11}{Ca41\ (Na+K)\ 40\ Mg19};\ D0{,}01-0{,}1\ л/сек;$$

состав вод олигоцена

$$M0{,}23\ \frac{SO_4 42\ HCO_3 32\ Cl\,26}{Ca42\ Mg30\ (Na+K)\ 28};\ D0{,}01-0{,}02\ л/сек.$$

На юге бассейна дебит источников из палеогеновых отложений составляет в среднем от 0,7 до 1,5 *л/сек,* изменяясь по отдельным точкам в довольно широких пределах (от 0,01 до 8 *л/сек*). Качество воды, как правило, удовлетворительно для нижних водоносных горизонтов (бучак); в верхних горизонтах (харьковский+полтавский) оно несколько ухудшается, в этом случае минерализация воды находится в пределах от 0,3 до 1,6 *г/л,* жесткость от 7 до 18,5 *мг-экв.* Отмечается местами загрязнение воды.

IX водоносный комплекс — четвертичных отложений — представлен преимущественно древними и современными аллювиальными осадками, грунтовые воды из этих пород используются во многих населенных пунктах. Дебит колодцев часто значителен. Воды обычно хорошего качества, но иногда встречаются и солоноватые. Приведем для примера анализ воды из одного колодца станицы Вешенской на Дону [Васильева, 1956]

$$M0{,}36\ \frac{Cl\,67\ HCO_3 20\ SO_4 13}{Ca45\ (Na+K)\ 38\ Mg17}.$$

Днепровский артезианский бассейн

Днепровский артезианский бассейн находится к северу от Украинского кристаллического массива. Он вытянут с северо-запада на юго восток. Водоносные горизонты бассейна дренируются системой р Днепра.

В геологическом строении бассейна принимают участие отложения верхнего протерозоя, нижнего, среднего и верхнего палеозоя, мезозойский и кайнозойский комплексы пород. Из них наиболее важное гидрогеологическое значение имеют девонские, каменноугольные, юрские, меловые и палеогеновые отложения. Среди структурных элементов на севере бассейна выделяют южные склоны Литовско-Белорусского и Воронежского поднятий, в центральной его части — Днепровско-Донецкую впадину (Украинская синеклиза), на западе — Припятский прогиб, на юге бассейн примыкает к северному склону Украинского кристаллического массива и западной части складчатых палеозойских сооружений Большого Донбасса.

Фундамент артезианского бассейна представлен древнейшими докембрийскими гранитами, гнейсами, кристаллическими сланцами. Лишь на юго-востоке он сложен складчатыми толщами палеозоя. Глубина залегания фундамента, по данным геофизических исследований наибольших величин достигает в районе Енакиево—Дебальцево (*7 км*)

Подземные воды в кристаллических породах фундамента вскрыты на юго-западном крыле Днепровского бассейна в области поднятия Украинского массива. Скважины в Овруче, Радомысле, Фастове, Богуславе, Каменке и др. на глубине 40—170 *м* от поверхности вскрыли воду в кристаллических породах, которые залегают здесь неглубоко (15—170 *м*) под осадочными отложениями. Вскрытые воды имеют напорный характер, иногда скважины переливают, дебит их 0,5—5 *л/сек*. Наибольшая обводненность кристаллических пород наблюдается в понижениях их поверхности, в верхней трещиноватой зоне и продуктах выветривания кристаллических пород до глубины 60—80 *м*, глубже трещиноватость затухает и водоносность пород уменьшается. Отмечено возрастание водоносности от участков с более высокими отметками поверхности кристаллических пород к участкам с более низкими отметками, а также по мере уменьшения мощности покровных образований. Воды обычно пресные, удовлетворительного качества.

I водоносный комплекс — верхнепротерозоиских и нижнекембрийских отложений —гдовские и более древние (неметаморфизованные), а также и ляминаритовые слои. Распространен в бассейне Верхней Припяти и в верхнем течении ее левых притоков — Случи, Птичи, Березины; по Днепру (в районе Могилева), по Сожу (в районе гг. Орша - Смоленск). Представлен этот комплекс песками, песчаниками и переслаиванием песков и глин Мощность отложений возрастает к северу. С первым водоносным комплексом связаны соленые воды и рассолы.

II водоносный комплекс — среднедевонских песчано-глинистых отложений — известен преимущественно для северо-западной части бассейна. Из среднедевонской песчаниковой толщи пресная вода была получена в ряде городов, расположенных на северной окраине бассейна, — Могилеве, Бобруйске и др. Глубина до водоносного комплекса от 20 до 100—350 *м;* дебит скважин 0,5—25 *л/сек,* в среднем 1—7 *л/сек* Отмечено увеличение напора по мере углубления скважин в нижнюю красноцветную песчано-глинистую толщу (D_2). В ряде случаев (Могилев, Брянск и др.) скважины переливали. Отмечено также (г. Бобруйск) возрастание минерализации вод с глубиной (из пресных воды переходят в соленые). По составу воды гидрокарбонатные кальциевые и магниево-кальциевые переходят на глубине в сульфатные, сульфатно-хлоридные и хлоридные натриевые.

III водоносный комплекс приурочен к толще карбонатных доломитово-известняковых отложений верхнего девона, содержащих глинистые прослойки. Эта толща развита на северных окраинах бассейна Подземные воды третьего водоносного комплекса были вскрыты скважинами в Брянске, Бежице, Рославле и др. Дебиты скважин составляют от 1 до 80 *л/сек* и более. В ряде случаев скважины переливают. По составу

воды гидрокарбонатные кальциевые Воды пресные с жесткостью 2—7 *мг-экв*. Отмечается увеличение жесткости с глубиной

К центральным частям бассейна девонские отложения постепенно погружаются. Одновременно повышается *минерализация*. В Ромнах породы девона вскрыты на отметке порядка 2100 *м* ниже уровня моря Вода в них соленая Соленая вода получена также на южном крыле бассейна — в Черкассах (на глубине 181 *м*) и на крайнем северо-западе бассейна — в Бобруйске (на глубине 352 *м*) Здесь скважина переливала соленой водой с минерализацией 16 *г/л*

Дренаж девонских водоносных горизонтов осуществляется по долинам рек, а также через тектонические нарушения, как это, например, отмечено В А Ружинской для бассейна р. Припяти, где девонские воды через тектонические трещины вливаются в аллювий и создают в грунтовых аллювиальных водах местные «пятна» солоноватых и слабо соленых вод с минерализацией 5—15 *г/л* Одной из главных причин высокой минерализации соленых вод и рассолов девонских отложений на северо-западе бассейна является наличие в этих отложениях в районе Припятского Полесья залежей каменной соли Там, где девонский комплекс перекрыт юрскими песками, происходит перелив подземных вод из отложений девона в юрские

IV водоносный комплекс — каменноугольных отложений — развит в верховьях Днепра и в центральной части бассейна. В бассейне Верхнего Днепра, в Дорогобужском районе, подземные воды нижнего карбона гидравлически связаны с Днепром и его притоками Часть питания эти притоки получают из данного водоносного комплекса, несмотря на общее погружение слоев карбона на северо-восток, в Подмосковную котловину. Подземные воды карбона приурочены здесь к карбонатным весьма водообильным и песчано-глинистым менее водообильным отложениям, характеристика водоносности которых приводилась при описании Московского бассейна

В центральной части Днепровского бассейна каменноугольные водоносные горизонты вскрыты в Ромнах в интервале глубин 748—750 и 809—811 *м* Вода верхнего горизонта менее минерализована (до 2 *г/л*), чем вода нижнего, и по типу относится к хлоридным натриевым. Глубина залегания поверхности пород карбона в Ромнах от 445 до 918 *м* Мощность их здесь свыше 1000 *м*.

V водоносный комплекс — триасовых (?) пестроцветных песчано-глинистых отложений, вскрыт на северо-западе Днепровского артезианского бассейна на глубине порядка 140 *м* в районе Копаткевичи. Этот комплекс имеет ограниченное распространение

VI водоносный комплекс—юрских песчано-глинистых отложений — приурочен к пескам, переслаивающимся, подстилаемым и покрываемым *глинами Мощность водоносного комплекса* от нескольких десятков до 230 *м* VI водоносный комплекс широко распространен Он залегает на девонских и покрывается меловыми отложениями. От северной окраины бассейна на юг глубина залегания и мощность водоносного комплекса возрастают Так, в Ромнах юрские отложения вскрыты на глубине от 688 до 918 *м* На юго-западном крыле глубина залегания и мощность юрских пород уменьшаются

Дебит скважин, вскрывших юрский водоносный комплекс, изменяется в широких пределах — от 0,25 до 25 *л/сек*, в зависимости от состава и мощности песчаных пластов. Минерализация вод изменяется от 0,3 (Курск) до 0,5 *г/л* (Харьков) В глубоких частях бассейна она возрастает до 2,5 *г/л* (Миргород) Жесткость воды умеренная (3,5—6 *мг-экв*). На северном крыле воды обычно гидрокарбонатные кальциевые Воды VI комплекса широко используются для водоснабжения

Основное питание юрского водоносного комплекса осуществляется на северном крыле бассейна, где слагающие его пласты местами выходят на

поверхность. Дополнительное питание осуществляется за счет перелива вод из девонских отложений там, где юрские пески непосредственно перекрывают известняки девона. Разгрузка водоносного комплекса происходит по долине Днепра. Это подтверждается падением пьезометрической поверхности от крыльев артезианского бассейна к долине Днепра. Часть вод переливается в вышележащие меловые пески в местах отсутствия глин, обычно разделяющих эти водоносные горизонты.

В Припятском Полесье, на крайнем северо-западе бассейна, юрские водоносные пески, по В. А. Ружинской, залегают на глубине 115—300 *м*, здесь они подстилаются и покрываются глинами. Дебит скважин, вскрывших водоносный горизонт, 3—7 *л/сек*. Минерализация вод 0,4—0,5 *г/л*; жесткость 3,5—4 *мг-экв*, состав гидрокарбонатный кальциевый. Подстилающие водоносный горизонт глины являются, по-видимому, неплохим водоупором, ибо в нижележащих девонских породах содержатся солоноватые и соленые воды.

VII водоносный горизонт, приуроченный к сеноманским пескам, а на крайнем северо-востоке (Брянск—Курск) и к альб-сеноманским пескам, пользуется широким распространением. Водоносные меловые пески прослеживаются на западе от Пинска до Могилева и далее на восток вдоль оси бассейна — до Харькова и Кантемировки. Наиболее глубоко водоносный горизонт залегает в районе Ромны—Кириковка, где он вскрыт на глубине 500—600 *м*. Мощность его на окраинах 5—20, в центре до 40 *м*. Большей частью сеноманские пески лежат на глинах юры, но в Миргороде, Бахмаче, Харькове они лежат на песчаных юрских осадках. Таким образом, образуется единый водоносный горизонт в юрских и меловых породах. Перекрыт VII водоносный горизонт мергельно-меловой толщей турон—сенона, по северной окраине—четвертичными отложениями, на западе — палеогеном. По всей северной окраине сеноманские пески широкой полосой выходят на поверхность; здесь располагается основная область питания этого водоносного горизонта.

Главными источниками питания водоносного горизонта являются атмосферные осадки и отчасти грунтовые воды аллювиальных отложений, запасы которых частично пополняются за счет инфильтрации речной воды (Сейм, Днепр и др.).

Пьезометрическая поверхность мелового горизонта понижается с севера на юг к долине Днепра в среднем его течении, где и происходит разгрузка.

Дебиты скважин от 0,2 до 15—30 *л/сек*. На северо-западе бассейна воды пресные гидрокарбонатные кальциевые с минерализацией 0,2—0,3 *г/л*; в Полтаве минерализация от 0,3 до 0,8 *г/л*; в Киеве около 0,35 *г/л*. Жесткость воды 2,8—3,5 *мг-экв*. В глубоких частях структуры минерализация сеноманских вод достигает 1 *г/л* и более. Сеноманский водоносный горизонт имеет большое практическое значение.

VIII водоносный комплекс — турон-сенонской мергельно-меловой толщи — распространен весьма широко. Мощность его, небольшая на окраинах, достигает 500 *м* в осевой части бассейна. Наиболее водоносна мергельно-меловая толща в основании комплекса и вблизи кровли; особенно водообильна она по долинам рек. На водоразделах мергельно-меловые отложения слабо водоносны, в областях погружения — практически не водоносны. Дебит источников от долей литра в секунду доходит до 30 *л/сек* и более. Дебит скважин изменяется от долей до 15 *л/сек*. Качество воды большей частью удовлетворительное, минерализация 0,3—0,9 *г/л*, в Харькове она возрастает до 1 *г/л*. На северо-западе бассейна в Припятском Полесье местами минерализация вод повышена. Преобладают гидрокарбонатные кальциевые воды. Подземные воды турон-сенонской толщи используются для водоснабжения.

IX бучакский водоносный горизонт приурочен к глауконитовым пескам с гравием в основании. Он распространен в централь-

ной части бассейна, мощность слагающих его пород до 60 *м*. Залегает на меловых отложениях, покрывается киевскими глинами и мергелями; залегание мульдообразное. Дебит отдельных источников от долей до 10 *л/сек*. Дебит скважин до 1—2 *л/сек*. Наиболее водообильны породы в долине р. Днепра. В Харькове водоносный горизонт менее обилен, а к востоку от Харькова он беден водой. Минерализация воды от 0,5 до 1,5 *г/л* и несколько возрастает к востоку; жесткость в среднем 3,5—7 *мг-экв*, местами выше.

X водоносный горизонт — харьковских песков и песчаников (олигоцен) — отделяется от бучакского водоносного горизонта киевскими глинами. Наиболее водообильны харьковские пески в бассейне левых притоков р. Днепра в Полтавской и Черниговской областях. Высокое качество воды харьковского горизонта имеют на северо-западе бассейна.

При оценке водоносности харьковских песков К. И. Маков выделил три типа районов.

I тип — районы, где харьковские слои залегают глубоко и совсем не вскрыты долинами рек или вскрыта лишь их верхняя часть. Водоносный горизонт имеет здесь сплошное распространение, общие области питания и стока. Развит в осевой части олигоценовой мульды (Чернигов — Нежин — Ромны — Ахтырка).

II тип — районы, в которых отложения харьковского яруса частью вскрыты по долинам рек. Смежные участки правого и левого берегов реки имеют общую область стока (в долину), но разные области питания. Таков район Чернигов—Харьков—Полтава—Красноград—Миргород и др.

III тип — районы, где отложения харьковского яруса полностью прорезаны долинами рек до подстилающих пород. Водоносный горизонт сохранился лишь на водоразделах. Аллювиальный водоносный горизонт не контактирует с харьковским. Такие условия характерны для правобережья Днепра под Киевом, а также для района к северо-востоку от г. Харькова. Широкое развитие этот тип водоносности получил в юго-западной части Воронежской области.

XI водоносный горизонт, приуроченный к отложениям полтавского яруса (олигоцен — миоцен), представлен белыми и желтыми песками и песчаниками, иногда глинистыми, в верхней части разреза нередко каолинизированными. Подстилается он харьковскими глинами или непосредственно лежит на харьковских песках и образует единый (двухъярусный) водоносный горизонт (в районе Киева). Наиболее водообилен этот горизонт в Черниговщине, где наблюдается напор и местами самоизлив скважин. Дебит их от 1 до 3 *л/сек*. Воды пресные, небольшой жесткости. В Воронежской области состав и жесткость вод разнообразны. Местами появляется в воде железо (до 28 *мг/л*), например в районе курорта Березовские минеральные воды, в 20 *км* на запад от Харькова. Водоносный горизонт широко используется для водоснабжения. Слабо водоносен это горизонт там, где он сохранился на водоразделах и прорезан долинами рек до основания. На таких площадях в полтавских песках развиты грунтовые воды, причем в придолинных частях пески местами полностью дренированы.

XII водоносный комплекс — неогеновых (сарматских) отложений. Представлен он песчано-глинистыми разностями, слабо водоносен; но на юге, в Гуляйпольском районе, воды его используются. Залегает этот комплекс в основном на палеогеновых отложениях, а местами непосредственно на кристаллических породах фундамента. Имеет ограниченное распространение.

XIII водоносный комплекс, приуроченный к четвертичным отложениям. Наибольший практический интерес представляют воды флювиогляциальных песков на северо-западе бассейна. Они исполь-

зуются для водоснабжения в ряде пунктов Значительные перспективы использования имеют воды ледниковых песков по среднему течению р. Днепра (от устья р Припяти до Днепропетровска). Режим грунтовых вод характеризуется максимумом повышения уровней в апреле — мае, минимумом в октябре — ноябре, амплитуды колебаний уровней до 1 *м*. Дебит скважин в среднем составляет 5 *л/сек* и возрастает в отдельных случаях до 30 *л/сек* Подземные воды аллювиальных и ледниковых песков используются в ряде городов и сельской местности.

Таким образом, в пределах Днепровского артезианского бассейна можно выделить пять наиболее крупных гидрогеологических районов

1-й район — возможного использования девонских и местами каменноугольных вод — на севере,

2-й район — возможного использования девонских вод и наряду с ними вод юрских и сеноманских водоносных горизонтов;

3-й район — возможного использования сеноманских, а отчасти девонских и юрских вод,

4-и район — возможного использования трещинных вод мергельно меловой толщи и сеноманских вод;

5 й район — возможного использования мезозойских и палеогеновых вод, а местами вод четвертичных отложений

Эти районы располагаются поясами, вытянутыми с северо-запада на юго восток, и последовательно сменяют друг друга от северо-восточного крыла бассейна к его центральной части.

На крайнем юге выделяется 6-й район — возможного использования неогеновых, палеогеновых вод и вод, распространенных в коре выветривания кристаллических пород фундамента Этот район (Гуляйпольский) приурочен к бассейну р Волчьей Непосредственно на юг от него, по водоразделу бассейнов рр Волчьей и Конской, проходит граница с Причерноморским артезианским бассейном.

Одной из особенностей Днепровского артезианского бассейна является большая мощность зоны пресных вод, достигающая 500 *м* и более в центральных частях бассейна Зона пресных вод охватывает в основном почти весь мезо-кайнозойский комплекс отложений, а отчасти и палеозойские породы[1]. Это имеет большое значение для водоснабжения Большая мощность зоны пресных вод объясняется в основном тремя причинами (К И Маков)

1) преобладанием в истории развития бассейна континентальных периодов, когда происходила замена первоначально соленых морских вод пресными атмосферными Поступление пресных вод происходило: а) в конце верхней юры и в нижнемеловое время, б) в конце сеномана, в) в конце верхнего мела — начале палеоцена, г) для северо-восточного крыла бассейна непрерывно с начала палеогена, д) в четвертичном периоде,

2) глубоким размывом на участке Переяслав — Черкассы, где сеноманские пески соприкасаются с бучакскими, а также с четвертичными отложениями долины р. Днепра. Тем самым обеспечивается возможность разгрузки целой серии водоносных горизонтов в долину р Днепра,

3) благоприятными условиями водообмена; на северо-восточном крыле бассейна в области Средне-Русской возвышенности, где водоносные горизонты последовательно выходят на поверхность, обеспечено поступление атмосферных и поверхностных пресных вод в водоносные толщи. Разгрузка бассейна, как сказано выше, происходит в долине Днепра. От Средне Русской возвышенности к долине Днепра существует непрерывное движение артезианских вод, замена одних вод другими, вынос воднорастворимых солей. Разумеется, что на продвижение пресной

[1] Зона слабо солоноватых вод прослеживается в центре бассейна на глубине до 750 *м* и более Так в Ромнах на глубине свыше 800 *м* в отложениях карбона вскрыты воды с минерализацией в 2,03 *г/л* [Куделин, 1957]

воды от области питания до долины Днепра требуется весьма значительное число лет.

Наконец, необходимо иметь в виду и благоприятный состав пород мезо кайнозойской толщи бассейна, представленной терригенными и карбонатными фациями открытого моря, лишенными в основном водорастворимых солей

Другой особенностью Днепровского артезианского бассейна является в пределах Воронежского поднятия смена пояса пресных вод системой гидрохимических поясов с нарастающим числом гидрохимических зон — солоноватых, соленых, рассолов Внутренняя часть бассеина характеризуется сложным гидрохимическим разрезом с зоной рассолов в основании

Наличие в глубоких частях бассейна зоны весьма затрудненного водообмена благоприятно для сохранения здесь газовых и нефтяных месторождений Одно из таких очень крупных месторождений горючего газа вскрыто в районе Шебелинки

Отметим также высокую температуру (80—90°) артезианских вод в глубоких частях бассейна [Бабинец, 1957] Горячие воды (150°) были вскрыты на глубине свыше 2700 *м* в северо-западной части артезианского бассеина [Богомолов, 1957]. Минерализация их 320 *г/л* Дебит скважины 50 *л/сек*

ЛЬВОВСКИЙ АРТЕЗИАНСКИЙ БАССЕЙН

Львовский артезианскии бассейн находится на западе СССР между Карпатской складчатой областью и Причерноморским бассейном — на юге, Украинским кристаллическим массивом и Днепровским бассейном — на востоке, Прибалтийским бассеином — на севере Южная часть Львовского бассеина располагается в пределах Украины, а северная — на территории Белоруссии и Литвы. На западе бассейн уходит в пределы Польской Народной Республики

Наклоненная на северо-запад и север равнина Львовского бассейна дренируется долинами рр. Буга, Сана, Припяти. В геологическом строении бассейна принимают участие докембрийские неметаморфизованные породы, а также кембрийские, ордовикские, силурийские, девонские, каменноугольные отложения, которые полого погружаются на запад На поверхности размыва палеозойских пород несогласно залегают юрские, меловые и кайнозойские осадки В тектоническом отношении в пределах бассейна выделяются Львовская, Ковельская и Брестская мульды — на западе, южный склон Литовско-Белорусского поднятия — на севере, Полесский вал и западный склон Украинского кристаллического массива — на востоке и, наконец внешняя часть Предкарпатского прогиба— на юге

Подземные трещинные воды в кристаллических породах фундамента вскрыты скважинами на восточной окраине бассейна, на глубине 30—40 *м* Дебиты скважин 1—2 *л/сек*, качество воды хорошее В районе с Ратное, к юго-востоку от г Бреста, кристаллический фундамент вскрыт на отметке минус 54 *м*. На севере бассеина кристаллические породы в ряде мест залегают на небольшой глубине под мезо-кайнозойскими или гдовскими слоями, например в районах Белицы (—6 *м*), Лида, Столбцы, Бобовня (+70 *м*), и содержат пресные или солоноватые воды

I водоносныи комплекс приурочен к верхнепротерозойским и нижнекембрийским (гдовским и более древним) пескам и песчаникам, залегающим на кристаллическом фундаменте, а также к вышележащим пластам песчаников, заключенным среди глинистых пород Общая мощность комплекса 35 *м* и более. Мощность отдельных прослоев песчаников 5—10 *м* Подземные воды первого комплекса вскрыты на востоке бассейна на глубинах 40—150 *м* Дебиты скважин от 2 до 5 *л/сек*

Некоторые скважины переливают. Воды на глубинах до 100 *м* от поверхности по составу гидрокарбонатные кальциевые с минерализацией 0,2—0,4 *г/л;* на глубинах свыше 100 *м* встречена гидрокарбонатная натриевая вода более высокой минерализации (0,4—0,8 *г/л*). Формула состава подземных вод первого комплекса (в обобщенном виде) следующая

$$M\,0{,}2-1{,}8\,\frac{HCO_3\,59-98\;SO_4\,0-12\;Cl\,1-22}{Ca\,44-82\;Na\,6-44\;Mg\,12-34}$$

Подземные воды I водоносного комплекса используются для водоснабжения. На севере бассейна широко развит комплекс докембрийско-кембрийских красноцветных песчаников. На северных окраинах бассейна и в районах, пограничных с Прибалтийским бассейном, I водоносный комплекс был вскрыт скважинами в районе Лиды, Зубковичей и к югу от него, в районе Новогрудка и далее на юг, в Пинске, на западе в Бресте (где мощность пород только нижнего кембрия достигает 250 *м*) и на многих других участках. Обширная площадь развития I водоносного комплекса, неглубоко залегающего под меловыми и кайнозойскими отложениями, распространена от государственной границы СССР с Польшей на восток, охватывая почти весь бассеин р. Немана и значительную часть бассейна р Припяти на запад от Лупинца.

Общее падение пьезометрической поверхности в южной части бассейна — на северо-запад, в северной части бассейна — на запад.

II водоносный комплекс — ордовикских отложений—представлен водоносными песчаниками, залегающими среди глинистых сланцев и глинистых песчаников Мощность комплекса 300—350 *м*. Водоносность его невелика. Вскрыт этот комплекс в бассейне р Горыни, в гг. Остроге, Изъяславе Ордовикские отложения развиты также в центральных частях Ковельской и Брестской мульд.

III водоносный комплекс — силурийских пород — характеризуется присутствием глинистых известняков и известняковых сланцев Подземные воды этого комплекса вскрыты скважинами в районе Здолбуново, в Ковеле и др. На востоке они залегают на глубине 45—85 *м*, на западе — на бо́льших глубинах Там, где водоносные породы силура перекрыты меловыми отложениями, образуется сложный силурийско-меловой водоносный горизонт. Одна из скважин, вскрывшая этот горизонт на ст. Озеряны, имела дебит до 1 *л/сек*, вода гидрокарбонатная кальциевая, минерализация ее 0,3—0,7 *г/л*

Широко развита мощная карбонатная толща силура в центральных частях Брестской мульды, где на силурийских известняках лежат непосредственно породы юры и мела Артезианские воды силурийских отложений Брестской мульды в верхней части разреза вполне удовлетворительного качества; на глубине они сильно минерализованы (рис. 4).

IV водоносный комплекс — нижнедевонских пестроцветных песчаников — вскрыт на запад от г. Дубно, в гидрогеологическом отношении этот комплекс мало изучен.

V водоносный комплекс — средне- и верхнедевонских отложений — представляет собой единую водоносную толщу доломитов и известняков мощностью 600—700 *м* Он вскрыт скважинами в г Луцке, на ст. Несвич-Волынская, в г Олеско и др. Глубина, на которой залегают подземные воды V водоносного комплекса, изменяется в широких пределах—от 170 до 885 *м*. Дебиты скважин (от 20 до 30 *л/сек*) свидетельствуют о большой его водообильности. Некоторые скважины переливают Вода пресная с минерализацией 0,4—0,7 *г/л* Сводная формула ее состава, по С З Сайдаковскому

$$M\;0{,}4-0{,}7\;\frac{HCO\;58-98\;SO_4\;42\;Cl\;24}{Ca\;52-84\;Mg\;4-24\;Na\;до\;24}$$

Глубина зоны пресных вод в карбонатном комплексе девона исключительно велика и на южной окраине бассейна составляет 500 *м* и более Наряду с пресными водами в девонских отложениях во внутренних

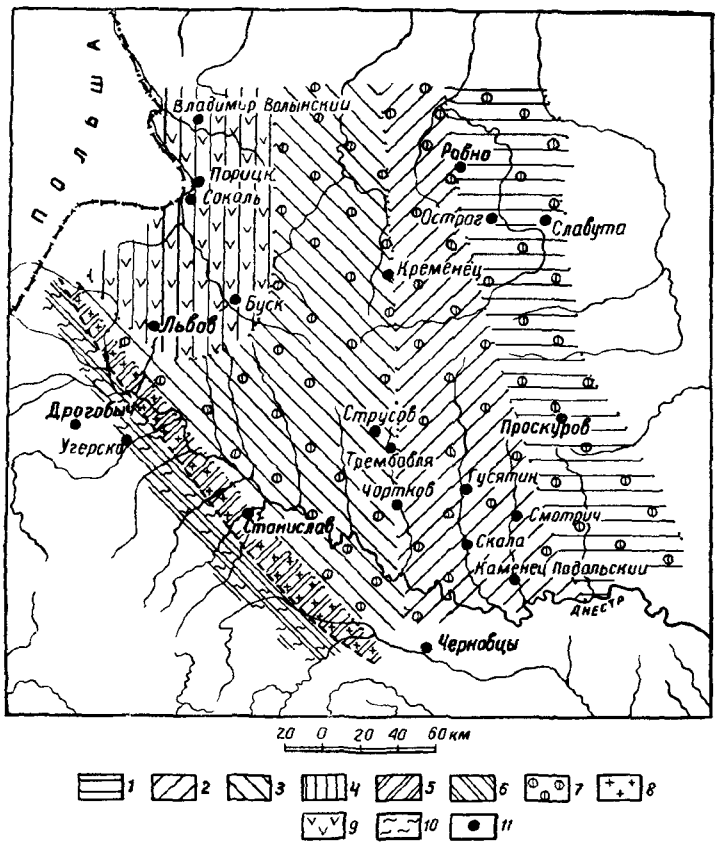


Рис 4 Львовский артезианский бассейн Гидрохимическая схема водоносных комплексов палеозойских отложений
По С З Сайдаковскому, 1950

1—водоносные горизонты в кембро силурийских отложениях залегающих на абсолютных отметках до минус 100 *м* *2* водоносные горизонты в верхнесилурийских и кембро силурийских отложениях, залегающих на абсолютных отметках до минус 100 *м* *3*—водоносные горизонты в девонских отложениях залегающие на абсолютных отметках до минус 100 *м* *4*—водоносные горизонты в каменноугольных отложениях Львовской мульды залегающие в пределах абсолютных отметок минус 100 минус 300 *м* *5* водоносные горизонты в палеозойских отложениях залегающие глубже абсолютных отметок минус 100 *м* *6*—водоносные горизонты в палеозойских отложениях залегающие глубже абсолютных отметок минус 500 *м*

Типы вод по химическому составу и минерализации

7—зона распространения преимущественно гидрокарбонатных кальциевых вод с минерализацией менее 1 *г/кг* *8*—зона предполагаемого распространения сульфатных натриевых и хлоридных натриевых вод повышенной минерализации, *9*—зона распространения хлоридных кали натриевых кали натриево кальциевых вод с минерализацией до 35 *г/кг* *10*—зона распространения хлоридных кали натриево-кальциевых рассолов с минерализацией 70 *г/кг* и более
11—пункты отбора проб воды на химические анализы

частях бассейна на глубинах в 750 *м* залегают сульфатные воды повышенной минерализации, состав которых приведен ниже

$$M\ 4{,}0\ \frac{SO_4\ 90}{Ca\ 48\ \ Na\ 44}\ H_2S\ Fe$$

VI водоносный комплекс — каменноугольных известняков и сланцев с подчиненными песчаниками и углями, общая его мощность до 1000 *м* и более Этот водоносный комплекс, распространенный во внутренней части бассейна, характеризуется значительными напорами подземных вод, но небольшими удельными дебитами скважин (не более

0,5 *л/сек*), вскрывших его в гг. Буске, Сокале, Иваничах, Владимире-Волынском на глубинах 175—400 *м* и более. Большинство скважин переливало. Минерализация вод 1—35 *г/л*, состав гидрокарбонатный натриевый с переходом к хлоридному натриевому при повышенном содержании кальция и магния. Возрастание минерализации следует за погружением слоев — с востока на запад.

VII водоносный комплекс — юрских отложений — на юге бассейна выполняет понижения в поверхности палеозойских пород. Залегает он под меловыми породами на значительной глубине. Представлен глинами, песчаниками, доломитами, гипсом мощностью до 100 *м* (г. Рогатин). В гидрогеологическом отношении изучен мало. Практическое значение воды юрских отложений приобретают на севере бассейна, где эти породы широко распространены и представлены песчано-глинистыми осадками и известняками. Последние залегают в районе г. Бреста на глубине 240—300 *м*. Вода этого горизонта здесь пресная, умеренно жесткая, гидрокарбонатная кальциевая. Дебит скважин 7 *л/сек* [Богомолов, 1947]

VIII водоносный комплекс — сеноманских песков и песчаников мелко- и среднезернистых, реже — крупнозернистых. Мощность комплекса до 25 *м*. Залегает он на палеозойских и юрских отложениях Обычно воды этого комплекса питают небольшие источники (р. Горынь), но иногда дебит источников достигает 7 *л/сек*.

В гг. Славута, Острог, Ровно, Дубно и др. сеноманские воды вскрыты на глубине 25—30 *м*, причем скважины в долинах рек нередко переливают. Дебит их обычно 2—5 *л/сек*, но в редких случаях, когда вскрываются крупнозернистые пески и песчаники, он возрастает до 15 *л/сек* и более. На севере бассейна, в г. Пинске, пресные артезианские воды сеноманского горизонта залегают на глубине около 70 *м*. Во Львовской мульде VIII водоносный комплекс лежит на значительной глубине, мощность его здесь 2—25 *м*. На южной окраине бассейна (в г. Олеско) сеноманский водоносный комплекс находится на глубине свыше 80 *м;* дебит вскрывших его скважин 0,8 *л/сек*. На юге и востоке сеноманские воды пресные, гидрокарбонатные кальциевые, имеют следующий состав:

$$M\ 0{,}3-0{,}6\ \frac{HCO_3\ 72\text{--}94\ SO_4\ 14-26}{Ca\ 54-88\ Mg\ 10-36\ Na\ 14-26}.$$

IX водоносный комплекс — турон-сенонских известняков мела и мергелей — характеризуется весьма значительной мощностью, которая в Львовской мульде достигает 500 *м* и более.

На востоке и севере бассейна тип вод трещинно-карстовый; здесь намечаются две зоны [Сайдаковский, 1953]: верхняя — с хорошо развитой системой трещин и карстовых пустот, которая находится выше или на уровне местной гидрографической сети, и нижняя — слабо водоносная, расположенная несколько ниже местного базиса эрозии. Глубина залегания турон-сенонского водоносного комплекса 40—50 *м*. Дебиты источников составляют 50 *л/сек* и более, в отдельных случаях — до 130 *л/сек* Также велики дебиты скважин — 15—40 *л/сек* (гг. Червоноармейск, Ровно, Ковель, ст. Звенич). Все это свидетельствует о значительной водообильности верхней зоны водоносного комплекса. Сказанное подтверждается наличием карстовых воронок глубиной до 45 *м*, провалов, озер с понорами на дне, через которые изливается подземная вода.

Вблизи с. Оконск в 1910 г. был известен источник с дебитом до 50 *л/сек* (П А Тутковский) В 1930 г у источника были пробурены три скважины, которые дали при самоизливе суммарный дебит до 360 *л/сек* В 1947 г из озера, образовавшегося на месте скважин, вытекал ручей с дебитом в 200 *л/сек* [Сайдаковский, 1953]

Состав вод гидрокарбонатный кальциевый, минерализация 0,2—0,7 *г/л*. Приводим сводную формулу состава вод турон-сенонского горизонта для северной части бассейна:

$$M\ 0{,}3-0{,}5\ \frac{HCO_3\ 88}{Ca\ 64\ Mg\ 32}.$$

В центральных частях Львовской мульды мощность турон-сенонского комплекса сильно возрастает. С. З. Сайдаковский здесь выделяет как самостоятельные туронский и сенонский водоносные горизонты (рис. 5). Это отчасти подтверждается различной высотой пьезометрических поверхностей. Дебит скважины, вскрывшей туронский горизонт на глубине

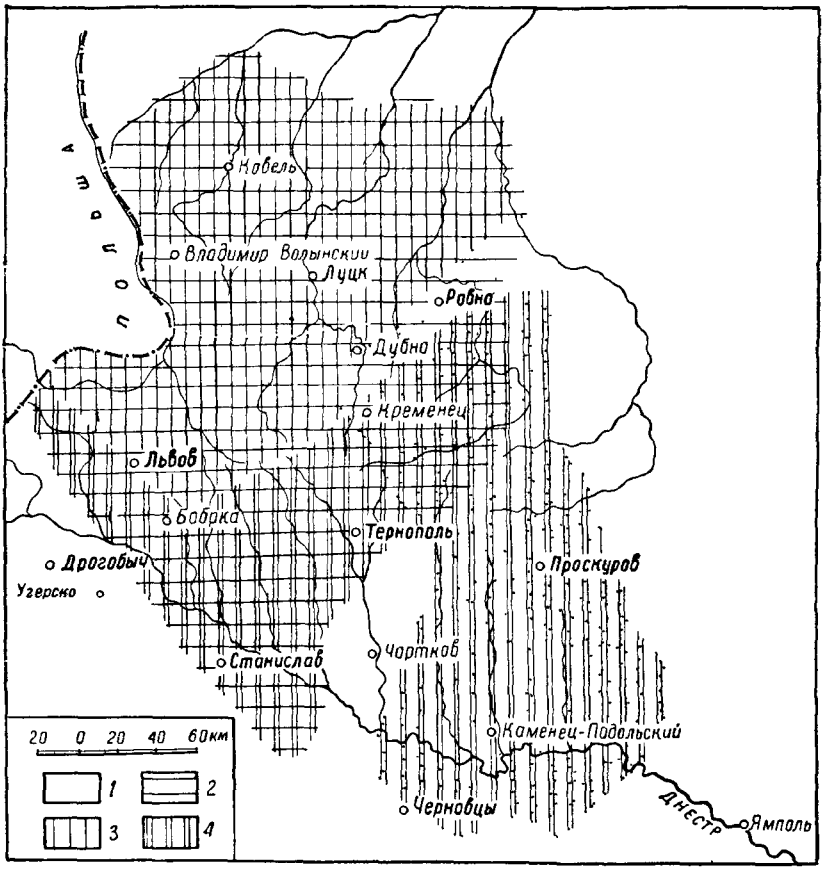


Рис. 5 Львовский артезианский бассейн. Схема размещения областей питания водоносных горизонтов в меловых отложениях
По С З Сайдаковскому 1948

1—площадь распространения водоносных горизонтов сеноманских отложений *2*—площадь распространения водоносных горизонтов сеноманских отложений *3*—площадь области питания водоносных горизонтов меловых отложений *4*—область с участками местного питания водоносных меловых пород

230—250 *м*, оказался небольшим Состав воды верхнего горизонта (на глубине 42 *м*) отвечает следующей формуле.

$$M\ 0{,}5\ \frac{HCO_3\ 92}{Ca\ 78\ Mg\ 12\ Na\ 10}.$$

Из этой скважины на глубине 264 *м* получена вода иного состава·

$$M\ 0{,}5\ \frac{SO_4\ 48\ HCO_3\ 36\ Cl\ 16}{Na\ 82\ Ca\ 10\ Mg\ 8}.$$

Приведенный пример свидетельствует об изменении состава воды с глубиной

В г. Владимире-Волынском скважина, вскрывшая туронские отложения, переливала, дебит ее 4—5,5 *л/сек*. Таков же, примерно, дебит скважин туронского водоносного горизонта к северо востоку от г Владимира-Волынского Состав вод турон-сенонского водоносного комплекса приведен в табл 23

Таблица 23

Состав вод турон-сенонского водоносного горизонта

По С. З. Сайдаковскому [1953]

Место и глубина отбора пробы, *м*	Минерализация, *г/л*	Содержание компонентов, % *экв*					
		HCO	SO_4	Cl	Ca	Mg	Na
Гор. Львов, скважина; 50	0,5	74	12	14	90		10
Гор. Львов, скважина; 70	0,7	76	12	12	66	18	16
Гор. Львов, скважина; 80	1,7	24	66	10	68	6	26
Гор. Злочев	0,4	86	14		86	12	2

Из табл. 23 видно, что в перечисленных пунктах преобладают пресные гидрокарбонатные воды. Вместе с тем, имея в виду изменения состава вод г. Львова, можно предположить, что с глубиной повышается минерализация вод и изменяется их состав за счет увеличения сульфатов натрия.

X водоносный комплекс — олигоценовых крупнозернистых глауконитовых песков, — имеет ограниченное распространение на севере бассейна.

XI водоносный комплекс — неогеновых отложений — развит на южной и юго-восточной окраинах бассейна. В районе г. Львова практическое значение имеет миоценовый (тортонский) водоносный горизонт, представленный песчаниками и известняками с прослоями водоупорных глин. Миоценовый водоносный горизонт вскрыт по долинам рек. Водоносность его различна, дебиты источников достигают 1 *л/сек.*

К западу от Львова прослои известняков мощностью до 20 *м,* залегая близко к поверхности, служат вместилищем обильного горизонта грунтовых и слабо напорных вод. Этот горизонт характеризуется дебитом источников до 40 *л/сек* и скважин — до 30 *л/сек.* Вода пресная, используется для водоснабжения.

В районе г. Кременца, в истоках рр. Стыри и Горыни, развит объединенный тортон-сарматский водоносный горизонт пестрого литологического состава (пески, глины с подчиненными мергелями) мощностью в несколько десятков метров. В районе Острова, в бассейне верхнего течения р. Горыни, развит водоносный горизонт в сарматских песчано-глинистых отложениях, содержащих подчиненные прослои известняков. Воды пресные, преимущественно гидрокарбонатные кальциевые.

Водоносность пород небольшая.

XII водоносный комплекс—четвертичных отложений—имеет значение на севере бассейна, где он представлен флювиогляциальными песками и гравием, содержащими хорошего качества пресные воды с минерализацией до 0,4 *г/л.* Глубина залегания подземных вод 1—8 *м,* дебит колодцев и скважин до 1,5 *л/сек.*

Большое значение для водоснабжения имеют водоносные аллювиальные галечники на крайнем юго-западе бассейна, в зоне Предкарпатского прогиба.

Заключение. В Львовском бассейне можно выделить семь гидрогеологических районов.

1. Район Предкарпатского прогиба — южная часть бассейна — с водоносными аллювиальными галечниками [1].

2. Львовская артезианская мульда — центральная часть бассейна с водоносными горизонтами в каменноугольных, меловых и миоценовых породах.

[1] Имеется в виду северо-западная часть Предкарпатского прогиба. (*Прим. Н. И. Толстихина).*

3. Волынское плато — восточная часть бассейна, воды в гранитах и в отложениях нижнего палеозоя, силура, девона и мела.

4. Ковельская артезианская мульда с водоносными комплексами: верхнепротерозойско-кембрийских отложений (включая ижорские слои); ордовикских, силурийских и других, в том числе мезо-кайнозойских.

5. Брестская артезианская мульда с водоносными комплексами: в верхнепротерозойско-кембрийских, ордовикских, силурийских и других отложениях, в том числе мезо-кайнозойских. Брестская артезианская мульда с окружающими ее с востока и севера склонами Литовско-Белорусского поднятия может быть выделена в артезианский бассейн второго порядка.

6. Полесский вал и его склоны с водоносными комплексами в верхнепротерозойско-кембрийских и мезо-кайнозойских отложениях.

7. Северная окраина бассейна — бассейн Немана, где развиты воды в гдовских, юрских и меловых отложениях.

Гидрохимическая зональность в пределах Львовского бассейна четко выражена и характеризуется сменой гидрохимических поясов с востока на запад. Начиная от пояса пресных вод окраины восточного крыла бассейна, на границе его с Украинским кристаллическим массивом в западном направлении намечаются двухзональный, трехзональный и другие пояса, в том числе и наиболее сложный гидрохимический пояс, занимающий центральную часть бассейна, где верхняя часть разреза представлена зоной пресных вод, а самая глубокая — зоной рассолов. Большое практическое значение подземных вод бассейна для водоснабжения отмечено выше.

ПРИЧЕРНОМОРСКИЙ АРТЕЗИАНСКИЙ БАССЕЙН

Причерноморский бассейн расположен между Украинским кристаллическим массивом — на севере и Горным Крымом и Карпатами — на юге; часть бассейна скрыта под водами Черного моря. Поверхность бассейна представляет собой низменность, переходящую на севере в равнину, приподнятую до 300 *м* и более, а на юге — в прилегающие к бассейну горные области. Дренируются водоносные горизонты бассейна долинами рр. Прута, Днестра, Южного Буга, долиной нижнего течения р. Днепра, Ингульца и ряда небольших рек, впадающих в Черное море.

В геологическом строении бассейна участвуют палеозойские, мезозойские и кайнозойские отложения. Особенно следует подчеркнуть наличие толщи палеогеновых и неогеновых пород общей мощностью свыше 400 *м*. Недавняя связь отложений бассейна с морем заметно проявляется в широком распространении минерализованных хлоридных натриевых вод среди неогеновых отложений центральных частей бассейна.

Основная — центральная — часть бассейна приурочена к западной половине Причерноморской впадины. К северу от нее находится северное крыло бассейна — южный склон Украинского кристаллического массива, на востоке — Тарханкутский складчатый район с Каркинитской и Алминско-Сакской мульдами (западная часть Степного Крыма); в состав бассейна включаются также вторая (средняя) и третья (северная) гряды Крымских гор, составляющие юго-восточное (крымское) крыло артезианского бассейна. На юге Причерноморская впадина примыкает к горным сооружениям Восточных Карпат.

На западе бассейна выделяется восточная часть Предкарпатского прогиба, которая тесно связана с Причерноморской впадиной, являясь ее северо-западным продолжением. Общий сток поверхностных, грунтовых вод и вод из верхних артезианских горизонтов направлен здесь к долине р. Днестра.

Фундамент бассейна на севере представлен докембрийскими гранитами и гнейсами. К нему приурочены пресные и солоноватые воды, вскрытые скважинами в Проскурове, Желтокаменке, Казанке, Вознесенке

на глубинах до 100 *м*. Водоносность гранитов и гнейсов фундамента характеризуется дебитом скважин от 1 до 2 *л/сек*

В Крыму фундамент бассейна представлен смятыми в складки палеозойскими образованиями, на поверхности размыва которых лежат меловые отложения. В районе с. Новоселовское, в восточной части Тарханкутского поднятия, палеозойский фундамент, по С. В. Альбову [1956], был вскрыт одной из скважин на глубине 923 *м*, а в другой на глубине 1760 *м*. В этой последней на глубине свыше 2500 *м* в толще палеозойских пород, представленных метаморфическими сланцами с прослойками известняков, вскрыты соленые воды. В районе г. Саки, в Крыму, нижнемезозойские породы фундамента вскрыты под меловыми отложениями на глубине 882 *м* и представлены триас-юрской (таврической) свитой. Песчаники и сланцы таврической свиты сильно смяты и выходят в обнажениях в окрестностях Симферополя.

I водоносный комплекс — нижнепалеозойских отложений (кембрий, ордовик, силур) —представлен водоносными песчаниками, известняками, доломитами и водоупорными породами—мергелями и глинами. Нижнепалеозойские воды вскрыты скважинами на глубинах от 30 до 200 *м* и более в районе гг. Черновцов, Могилеве-Подольском, Каменец-Подольском, Черткове и др. и широко используются здесь для водоснабжения. Общее падение пьезометрической поверхности водоносных горизонтов намечается от Проскурова на юг, к долине р. Днестра, а затем к Черному морю.

Дебиты источников по долинам р. Днестра и его притоков изменяются от долей литра до 3 *л/сек*, а в редких случаях—до 5 *л/сек*. Дебиты скважин также изменяются в широких пределах — от долей литра до 30 *л/сек*. Наиболее водообильны карбонатные породы палеозоя по долинам рек.

В области нелубокого залегания пород палеозоя качество воды удовлетворительное, но с глубиной воды палеозойского комплекса становятся более высокоминерализованными (табл. 24).

Таблица 24

Химический состав подземных вод нижнепалеозойских отложений Причерноморского артезианского бассейна

По В. А. Кротовой, 1951

Место и глубина отбора пробы, *м*	Минерализация, *г/л*	Содержание ионов % *экв*					
		HCO_3+CO_3	SO_4	Cl	Ca	Mg	Na+K
Дер. Бужеровка, Сорокский район, колодец; 37	0,573	85,12	9,46	5,42	47,28	27,04	25,68
Село Рубленица, Сорокский район источник	0,675	77,74	12,34	9,92	45,20	6,92	16,88
Гор. Хотин, во дворе винного склада, скв.; 294,8	1,407	31,28	66 04	2,68	42,60	31 02	26,38
Село Семены, скв. 9; 322,1	5,983	57,66	2,22	40,12	1 34	1,04	97,62
Дер. Загаранча, Унгенский район, скв 12; 275	6,071	39 18	32 94	27,88	1 02	1,12	97,86
Почумбены, скв 38; 207,65	1,402	61,46	31,54	7,00	19,40	2,38	78,22
Пырлица, Унгенский район, скв Р-2, 592–625	25,958	4 82	8,02	87 16	22 46	0 66	76,88
Там же; 854—858	43,724	0 06	5,86	94 08	21,60	1,46	76,94
Там же; 1021,7	55,984	0,04	1,26	98,70	32,04	0,36	67,60

II водоносный комплекс приурочен к девонским трещиноватым песчаникам. К западу от долины р. Збруча (левый приток Днестра) девонские отложения вскрыты речными долинами. Глубина залегания девонских вод в этом районе зависит от рельефа и составляет от 20 до 70 *м* ниже поверхности земли. Дебит скважин изменяется в пределах от 1 до 1,5 *л/сек*, изредка повышаясь до 3,5 *л/сек*. Вода пресная

с минерализацией 0,5—0,8 *г/л*, гидрокарбонатная кальциевая; используется для водоснабжения.

III водоносный комплекс — меловых отложений — широко развит в пределах бассейна. Нижнемеловые альбские мелкозернистые пески мощностью до 2 *м* известны в долине р. Днестра, у с. Ольховец.

Более широко распространены в бассейне верхнемеловые отложения. Сеноманский водоносный горизонт (пески, песчаники) преимущественно развит к северу от долины Днестра, где он вскрыт скважинами в районе Проскурова. Воды пресные, умеренно жесткие, используются для водоснабжения. На юго-запад от р. Днестра сеноманский горизонт погружается на 130 *м* и более (в долине р. Прута). Скважины здесь переливают, дебит их до 2,5 *л/сек*. Вода солоноватая, сульфатная натриевая (район Черновиц):

$$M\ 5\ \frac{SO_4\ 76\ Cl\ 14\ HCO_3\ 10}{Na\ 90\ Ca\ 8}.$$

Турон-сенонский водоносный горизонт представлен известняками, мелом, мергелем. На западе бассейна, по долине р. Серета у г. Тернополя, дебит источников, питаемых этим горизонтом, достигает 3,4 *л/сек*, в верховьях р. Горыни дебит источников до 33,5 *л/сек*, в верховьях р. Золотой Липы также используются источники этого водоносного горизонта (Бережаны). Скважинами турон-сенонский водоносный горизонт вскрывается в долине р. Серета, причем дебит скважин составляет до 20 *л/сек*. Качество верхнемеловых вод Приднестровья, в северо-западной части бассейна, хорошее, воды пресные, гидрокарбонатные кальциевые.

Ближе к осевой части бассейна, в направлении на юго-восток, качество вод становится неудовлетворительным. Значительная минерализация меловых вод в районе г. Кишинева отмечалась, например, еще И. Ф. Синцовым [1888], в районе Кицкан — Е. А. Гапоновым [1924]. Так, в сеноманских песках района г. Кишинева на глубине около 320 *м* залегают слабо солоноватые артезианские воды с минерализацией 2,7 *г/л*. В районе Одессы, в центральной части артезианского бассейна, воды мергельно-меловой толщи верхнего мела вскрыты на глубинах 508 и 620 *м*. Дебит скважины оказался ничтожно малым, вода по составу хлоридная натриевая с минерализацией свыше 20 *г/л*.

Общее падение пьезометрической поверхности вод мелового комплекса направлено к Черному морю. Так, по В. А. Кротовой [1951] в с. Яновке пьезометрическая отметка 243,29 *м*, в Окницах — 185,0 *м*, в Бельцах — 100,0 *м*, в Кишиневе — 45—55 *м*, в с. Мироны — 40 *м*, в Одессе — 7 *м*. Питание меловой водоносный комплекс получает на северо-западе, в частности в области Волыно-Подольского плато.

В направлении от г. Одессы к восточной окраине бассейна глубина залегания меловых отложений вначале возрастает до 795 *м*, а затем уменьшается до 200 *м* и менее. Качество вод становится лучше. Так, на границе с Приазовским бассейном (г. Орехов) и в пределах последнего — в гг. Токмаке и Мелитополе, воды кварцевых песков верхнемелового горизонта обладают довольно высоким напором и в долине р. Молочной скважины переливают с дебитом от 4—5 и до 15 *л/сек*. Вода гидрокарбонатная натриевая, используется для питья. Общее падение пьезометрической поверхности меловых вод в Северной Таврии с севера на юг, в сторону Каркинитского залива, Сиваша и Азовского моря, т. е. к осевой части Причерноморской впадины. В этом же, южном, направлении происходит погружение меловых отложений и значительно ухудшается качество вод.

В Крыму нижне- и верхнемеловые отложения лежат на юрских породах; они довольно высоко приподняты на северных склонах Северной и Средней горных гряд Крыма, а затем погружаются в северном направлении. На окраине бассейна в мергелях мелового возраста воды прес-

ные, гидрокарбонатные. С погружением слоев на север качество вод ухудшается, растет минерализация воды, состав изменяется на хлоридный натриевый. Так, под Симферополем меловые воды вскрыты на глубине около 260 *м* в мелкозернистых песчаниках. Качество их неудовлетворительно, минерализация около 1 *г/л*. Скважины переливают, но дебит их мал. В районе Саки в нижней части разреза нижнего мела вскрыты обильные слабо солоноватые воды солено-щелочного типа. Дебит скважины при самоизливе около 10—12 *л/сек*. Далее на север, на Тарханкутском поднятии (в Новоселовском районе), глубокими скважинами в нижнемеловых отложениях были вскрыты горячие соленые артезианские воды. Дебиты скважин менее 1 *л/сек* отдельных скважин достигают 2,5—5 *л/сек* (при самоизливе). Температура воды в устье скважин 50—53°С [Альбов, 1956]

Важно отметить присутствие в районе Бахчисарая в меловых отложениях углекислых минеральных вод. Вода, по В. А. Обручеву [1924], имеет сухой остаток 0,39 *г/л*, гидрокарбонатная

Несмотря на то, что в долинах рек скважины переливают, отмечается в общем небольшой их дебит. Вместе с тем в Бахчисарайском районе из тектонических трещин в этих же отложениях берут начало источники с дебитом до 10—12 *л/сек*. Скважины, попавшие в эти трещины, выдают на поверхность значительные количества хорошей пресной воды, тогда как другие (поблизости) остаются почти сухими [Альбов, 1954]. Маловодоносны верхнемеловые мергели, в 65 *км* к северо-западу от Симферополя вскрытые в интервале глубин 351—796 *м* (по С. В. Альбову). Те же мергели (Cr_2) в юго-западной части Тарханкутского полуострова выходят на поверхность и отличаются довольно значительной водоносностью. Воды из мергелей используются для водоснабжения во многих пунктах. Мощность меловых отложений Тарханкутского района очень велика, но с глубиной качество воды ухудшается.

IV комплекс — палеогеновых отложений — характеризуется наличием средне- и крупнозернистых песков бучакского яруса (нижний эоцен), являющихся главнейшим водоносным горизонтом среди палеогеновых отложений. Покрывается этот горизонт толщей глин верхнего эоцена и олигоцена. Наиболее широко его воды используются на северо-восточной окраине бассейна — в Северной Таврии и бассейне р. Конской (г. Орехов). Здесь палеогеновые водоносные песчано-галечниковые отложения залегают непосредственно на гранитах и продуктах их выветривания. Дебит скважин, вскрывших бучакский водоносный горизонт, не свыше 3 *л/сек*. Минерализация вод несколько повышенная — порядка 1 *г/л* и немного более Однако на окраине бассейна (Азовская часть Украинского кристаллического массива) качество воды улучшается.

Пресные воды эоценовых песков широко используются также на северном крыле бассейна — в Баштанке, Вознесенске и других местах; однако здесь наряду с пресными встречаются также и слабо солоноватые воды. На северном крыле бассейна бучакские (эоценовые) пески иногда образуют единый водоносный горизонт с водами подстилающих их продуктов выветривания кристаллических пород. В центральной части бассейна воды в нижнем палеогене солоноватые и соленые, что подтверждается анализами воды из скважин в Одессе, Куяльнике, в Балке Холодной, в Херсонском районе и в других. На юго-восточном крыле бассейна, в Крыму, пресные палеоценовые воды известны в Бахчисарайском и некоторых других районах. Дебиты скважин характеризуют этот горизонт как достаточно водообильный. Дебит одной из скважин в Бахчисарайском районе при самоизливе составил около 100—200 *л/сек*.

Олигоценовые глины содержат маломощные горизонты песков обычно с водой солоноватой и соленой. Вода эта вскрыта скважинами по р. Ингульцу, в Куяльнике, в районе Одессы (на глубине 150—200 *м*), в Крыму. Дебит скважин обычно мал.

Приведенные сведения показывают, что на значительной части территории Причерноморского бассейна, за исключением его северной, северо-восточной и юго-восточной окраин, воды в палеогеновых отложениях высокоминерализованы и непригодны для водоснабжения.

V водоносный горизонт, приуроченный к отложениям среднего миоцена, широко развит на северном и южном крыльях, а также в центральной части бассейна. На восточной его окраине этот горизонт представлен песками и песчанистыми известняками. К востоку от р. Днепра, выше Каховки, а также в пределах бассейна р. Конской (г. Орехов) он используется для водоснабжения. *Южнее линии* Мелитополь—Каховка вода становится минерализованной и для водоснабжения непригодной. На западе средний миоцен представлен глинами, глинистыми песками с подчиненными им известняками. Артезианские воды здесь солоноватые и соленые со значительным напором; иногда по скважинам наблюдается перелив. Дебит скважин в среднем составляет около 1 *л/сек*. Минерализация воды от 0,9 до 22 *г/л;* чаще 1—3 *г/л*. В Одессе, например, соленая вода среднемиоценовых водоносных песков вскрыта на глубине около 140 *м;* скважина имела дебит 4 *л/сек*.

Средний миоцен распространен в *Припрутской* части Молдавии (сс. Гординешты, Бузддужаны и др.). Дебит источников, вытекающих из этих отложений, достигает 0,3—6,0 *л/сек*. Минерализация воды 0,5—1,0 *г/л* и более. Слабо солоноватая гидрокарбонатная натриевая вода вскрыта в известняках и песках среднего миоцена в Почумбенах. Сильно солоноватые воды известны в отложениях среднего миоцена в пределах Унгенского района Молдавии [Кротова, 1951].

Подземные воды V водоносного горизонта используются в нескольких точках Тарханкутского полуострова. Более обильны скважины, заложенные в пределах *синклинальных* структур Тарханкутского полуострова.

В Степном Крыму к отложениям среднего миоцена приурочен один из основных артезианских водоносных горизонтов, который свое основное питание получает в пределах Третьей (Северной) гряды Крымских гор, на юго-восточной окраине Причерноморского бассейна.

VI водоносный комплекс, сарматский (верхний миоцен), состоит из нескольких водоносных горизонтов. Среди них наибольшее значение имеют водоносные горизонты в известняках среднего и верхнего сармата. Нижнесарматские глинистые породы играют роль водоупора, отделяющего сарматский водоносный комплекс от нижележащего—среднемиоценового. В них имеются пласты маловодоносных песков с минерализованной водой. На отрезке среднего течения р. Днестра (в Каменец-Подольском районе), на западе бассейна, в сарматских известняках и песках известны пресные воды. Широко распространены в Молдавии и во многих населенных пунктах используются для водоснабжения пресные грунтовые и артезианские воды нижнего и среднего сармата.

На северном крыле (район Вознесенск — Кривой Рог — Никополь) преимущественно развиты пласты водоносных песков, заключенные среди глин. Эти пласты слабо водоносны и местами (Кривой Рог) вода их минерализована (повышенное содержание сульфата кальция за счет выщелачивания гипса). В районе Вознесенска вода удовлетворительного качества, используется для водоснабжения; дебит скважин до 0,8 *л/сек*. Дебит источников и колодцев также невелик — до 0,8 *л/сек*. На восток от Днепра, в пределах северо-восточной части бассейна, в долине р. Конской, сарматский ярус представлен песчано-глинистыми отложениями с тонкими прослойками известняков. Воды сарматских отложений здесь используются для водоснабжения, но дебит скважин мал.

Среднесарматские известняки характерны для центральной части бассейна; на окраине его через мергели и глины они постепенно замещаются песками. Наиболее водоносны известняки. В западной и северо-

западной частях бассейна дебит скважин более высокий. В общем, дебит источников менее 1 *л/сек,* а дебит скважин составляет 1—5 *л/сек* (в Тирасполе повышается до 40 *л/сек*). Минерализация воды на севере бассейна 0,8—1,0 *г/л*. На юге (в Одессе, Николаеве) воды солоноватые.

К верхнесарматским известнякам приурочен обильный широко распространенный водоносный горизонт. Дебиты скважин изменяются от десятых долей литра до 17 *л/сек;* более обильны скважины, заложенные в долинах рек. На окраинах бассейна вода этого горизонта хорошая, пресная; ближе к центру, на берегах Черного моря и в пределах прибрежной полосы шириной 50—100 *км,* минерализация вод повышается. В районе Одессы она составляет 0,5—0,9 и достигает 1,4 *г/л*. Воды жесткие. В г. Николаеве при эксплуатации с течением времени отмечается рост минерализации воды в скважинах. В центральных частях бассейна вода в сарматских известняках солоноватая.

Сарматский водоносный горизонт получает свое питание в пределах Третьей, Северной, гряды Крымских гор и имеет большое значение для водоснабжения Степного Крыма. Дебиты скважин, вскрывших сарматский и среднемиоценовый водоносные горизонты, достигают 10—28 *л/сек*. В балках воды вскрываются на небольшой глубине. Воды пресные. В более высоких горизонтах сарматских известняков (средний и верхний сармат) воды приурочены к осям синклинальных складок и их крыльям, тогда как в антиклиналях залегают грунтовые воды в среднем сармате.

На берегах моря воды осолоняются вследствие проникновения морской воды. Минерализация воды до 1,6—1,9 *г/л*. Преобладают слабо солоноватые хлоридные воды.

Подземные воды нижнего сармата залегают на глубине до 100 *м*. Дебит эксплуатирующих их скважин обычно составляет около 1 *л/сек,* нередко несколько литров в секунду; содержание хлора доходит до 0,6—0,8 *г/л,* жесткость 10—17 *мг-экв*.

VII водоносный комплекс — в отложениях мэотиса (верхний миоцен) — на западе представлен переслаиванием водоносных песков и водоупорных глин; в центре бассейна появляются известняки, а на востоке преобладают водоносные известняки и мергели. Мэотический водоносный горизонт широко используется в восточной части артезианского бассейна — в Северной Таврии и Степном Крыму. На северном крыле бассейна он залегает на водоразделах, дренирован долинами рек и непостоянен по водоносности. Так же непостоянна и мала водоносность мэотического горизонта в западной части бассейна.

Непригодные для использования, вследствие повышенной минерализации, воды мэотического горизонта встречаются и за пределами бассейна, на востоке — в Присивашье. Дебиты скважин здесь значительны. Минерализация вод изменяется от долей до 1,7 *г/л,* жесткость — от 1,5 до 18,5 *мг-экв*.

На Тарханкутском полуострове мэотические известняки образуют единый водоносный горизонт с водами подстилающих их сарматских и покрывающих — понтических отложений. Этот водоносный горизонт питает источники, дебит которых достигает 40 *л/сек*. Дебит скважин, вскрывших этот сложный водоносный комплекс на дне Керлеутской балки, составляет 16—28 *л/сек*. Минерализация вод объединенного водоносного горизонта 1,3—1,6 *г/л,* жесткость 10,5—12,5 *мг-экв*. На морском побережье этот водоносный горизонт питает пресные субмаринные источники, выходящие на расстоянии 50 *м* от берега, на глубине около 2 *м* (А. И Дзенс-Литовский).

VIII водоносный комплекс балтских песчано-глинистых отложений (верхний миоцен — плиоцен) — образует несколько слабо водоносных и слабо напорных водоносных горизонтов. Воды пестрого состава— пресные и солоноватые, не имеющие существенного значения Распространен этот комплекс преимущественно в северо-западной части

бассейна, в верхнем течении рр. Большого и Малого Куяльников, Южного Буга и др.

IX водоносный горизонт, понтический (нижний плиоцен), представлен преимущественно известняками. На северном крыле и на западе центральной части бассейна к отложениям понта приурочены грунтовые воды. В северной части левобережья Днепра в понтических породах также развиты грунтовые воды. На юге (вблизи Каркинитского залива, Сиваша и в северной части Степного Крыма) воды артезианские, напорные. Дебиты скважин, вскрывших этот водоносный горизонт, 1—8 *л/сек*. Преобладают пресные питьевые воды, но в районе Перекопа и на восток, к Сивашу, воды соленые. В Степном Крыму известняки понта и мэотиса во многих случаях служат вместилищем для единого водоносного горизонта, но местами разделены глинистым или мергельным водоупором.

X водоносный комплекс — четвертичных отложений. Некоторое значение в гидрогеологическом отношении имеют аллювиальные отложения, особенно галечники Предкарпатского прогиба, аллювиальные осадки крупных рек: Прута, Днестра, Южного Буга, Днепра, а также галечники в пределах Крымского крыла бассейна.

Грунтовые воды в четвертичных отложениях лёссовой серии, по мере продвижения на юг от широты Запорожье — Кривой Рог, прослеживаются изолированными участками в плоских пониженных площадях степи [А. Н. Макаренко]. Площадь горизонта грунтовых вод постепенно сокращается и, начиная с широты Каховка — Николаев и далее на юг, этот горизонт исчезает. Здесь четвертичные суглинки и подстилающие их породы безводны на всю их мощность (30—40 *м*). Появление грунтовых вод к югу от Аскании-Нова в четвертичных суглинках обусловлено поступлением в суглинки вод из неогенового водоносного горизонта [Макаренко, 1955]. Таким образом, физико-географическая и гидрогеологическая обстановка исключает возможность образования и питания грунтовых вод в южных степных районах Северной Таврии, Причерноморья и Степного Крыма. Это, по А. Н. Макаренко, имеет место лишь по долинам рек (через водоносные горизонты в аллювиальных отложениях) и в местах открытого выхода неогеновых известняков.

Заключение. В пределах Причерноморского артезианского бассейна выделяются следующие основные гидрогеологические районы (по К. И. Макову и С. В. Альбову):

1-й район — возможного использования меловых, палеогеновых и неогеновых вод — на северо-востоке бассейна, включая и бассейн р. Конской (г. Орехов).

2-й район — возможного использования меловых и сарматских вод — на западе бассейна.

3-й район — возможного использования нижнепалеозойских, меловых, среднемиоценовых и сарматских вод — на крайнем северо-западе бассейна; район неглубокого залегания палеозойских пород на склоне Подольского поднятия.

4-й район — возможного использования вод древнечетвертичных галечников и вод среднего миоцена — восточная часть Предкарпатской депрессии (к востоку от г. Станислава).

5-й район — возможного использования среднесарматских вод — широкая полоса на западном и северном крыльях бассейна, а также и на юго-восточном — крымском.

6-й район — возможного использования верхнесарматских и мэотических вод — центральная часть бассейна, от низовьев Днепра — на востоке, почти до Дуная — на западе.

7-й район — возможного использования понтических и мэотических вод — к востоку от низовьев Днепра до слияния с Приазовским бассейном и северная часть Степного Крыма.

8-й район — возможного использования миоценовых вод (район Тарханкутского поднятия).

9-й район (Алминско-Сакский артезианский бассейн второго порядка) — возможного использования понтических, мэотических и более глубоких вод.

В осевой части Причерноморского артезианского бассейна большинство водоносных горизонтов содержит минерализованные воды, чаще всего хлоридные, происхождение которых можно связать с древними видоизмененными морскими водами. В боковых частях структуры те же горизонты содержат менее минерализованные, преимущественно пресные воды, образовавшиеся в результате инфильтрации поверхностных атмосферных вод, оттеснивших и опресневших бывшую в них ранее соленую воду морского происхождения.

Степень этого опреснения, характер вод, территория, ими занятая, сильно изменяются для различных водоносных горизонтов в зависимости от их состава и геологической истории отдельных участков бассейна. Наименее опресненными оказываются воды самых молодых — плиоценовых морских отложений. Эти горизонты, ввиду их невысокого гипсометрического положения, до сих пор еще мало дренированы и не имеют условий для развития достаточного водообмена и циркуляции вод. Мало опреснены также воды других, более глубоко лежащих, водоносных горизонтов в центральных частях бассейна (неогеновых, палеогеновых, меловых).

Процесс замещения солоноватых и соленых вод пресными, по-видимому, протекает и в настоящее время. Рассмотренные выше гидрохимические особенности бассейна обусловлены процессами движения подземных вод, которые от областей питания направляются к осевой части бассейна, как это доказано К. И. Маковым [1940] и подтверждено А. Н. Макаренко для Северной Таврии [1955], В. А. Кротовой [1951] для Молдавской ССР и С. В. Альбовым для Степного Крыма [1954—1955 гг.]. Разгрузка основного потока артезианских вод происходит в Каркинитском заливе, в Сиваше и, отчасти, в Евпаторийском заливе.

Сооружение Каховского гидроузла, орошение степных районов в пределах бассейна будут способствовать повышению качества грунтовых и артезианских вод в отдельных его частях. В четвертичных покровных суглинках грунтовые воды довольно часто засолены в результате протекающих здесь процессов континентального засоления, а местами подтока солоноватых артезианских вод (Присивашье).

ПРИАЗОВСКИЙ АРТЕЗИАНСКИЙ БАССЕЙН

Приазовский артезианский бассейн расположен между Украинской и Донецкой складчатыми областями на севере, Крымско-Кавказской складчатой областью — на юге и Причерноморским артезианским бассейном — на западе. Восточная граница совпадает с осью Ставропольского поднятия. В состав бассейна включается также особый — Ергенинский — гидрогеологический район.

Водоносные горизонты бассейна дренируются системой балок и рек, впадающих в Азовское море: р. Кубань, нижнее течение Дона, Сал, Маныч, р. Молочная (восточная часть Северной Таврии), Салгир (восточная часть Степного Крыма) и др. Поверхность бассейна образует асимметричную впадину, вытянутую с юго-востока на северо-запад. Приазовская возвышенность на севере имеет отметки до 200 *м*, Ставропольская возвышенность на востоке — до 827 *м;* Ергени — до 214 *м*. Для большей части территории бассейна характерен степной климат.

В строении бассейна принимают участие отложения мела, палеогена, неогена и четвертичные. Им подчинены юрские отложения, развитые в южной части территории.

Фундамент бассейна сложен: а) гранитами и другими кристаллическими породами докембрия (северная часть бассейна); б) смятыми в складки отложениями палеозоя, развитыми на востоке и юге. Поверхность фундамента погружается с севера на юг и наиболее глубоко залегает в южной — Предкавказской — части бассейна. Ось прогиба фундамента протягивается начиная с Керченского полуострова на восток примерно по линии Темрюк — Славянская. Здесь глубина залегания фундамента (палеозойских толщ), по А. Я. Дубинскому [1955], составляет несколько километров (от 5 до 7 *км*). На западе породы фундамента залегают на глубине около 1000 *м* (район Мелитополя) и 2400 *м* (район Северного Присивашья). На северной окраине бассейна, в гг. Осипенко и Таганроге, фундамент залегает на отметке минус 400 *м*, в Ростове — на глубине 527 *м*, к востоку от Ростова, в Куберле-Двойной, — на глубине 320—370 *м*, южнее, в Маргаритовской, — на глубине 1185 *м*, в районе Ейска — на глубине 2240—2500 *м*, в Краснодарском районе —4200 *м*, в Тихорецкой — около 2500 *м*, в Кропоткине — около 2800 *м*, в Сальске — на глубине свыше 2500 *м*, в Ставрополе — на глубине свыше 1500 *м*, в Невинномысской — на глубине 1479 *м*.

Ставропольское поднятие является не только водоразделом поверхностных и подземных вод, но и водоразделом для вод фундамента, поверхность которого погружается на запад, восток и север от Ставропольского поднятия. Этот водораздел проходит почти в меридиональном направлении к западу от бассейнов Кумы и Калауса. Такая структура определяет приуроченность большей части бассейна к так называемой Азово-Кубанской впадине.

Приазовский артезианский бассейн представляет собой крупную асимметричную синклинальную впадину, вытянутую с юго-востока на северо-запад. Южное крыло этой впадины на востоке сильно приподнято и входит в состав северного склона Большого Кавказа. Ось синклинали приурочена к предгорному прогибу и прижата к южному крылу бассейна. Северное ее крыло более пологое и охватывает бо́льшую часть бассейна.

I водоносный комплекс — меловых отложений — на северном крыле Приазовского бассейна залегает непосредственно на гранитах (Таганрог, Персиановка). В Персиановке на глубине 797 *м* вскрыты меловые песчаники с соленой водой. Скважина изливала с дебитом 2 *л/сек*. На северной окраине бассейна, по балкам и долинам, из отложений турона выходят источники с дебитом 0,3—2 *л/сек* и более. Качество воды невысокое.

Большое значение для водоснабжения имеют меловые воды на северо-западе, в бассейне р. Молочной (Токмак, Мелитополь и др.). Меловые отложения представлены здесь мергелистыми и глинистыми песками, залегающими на гранитах и на продуктах их выветривания. Скважины глубиной 200 *м* и более вскрывают напорные воды и дают самоизлив с дебитом от 4 до 15 *л/сек*. Вода пресная, гидрокарбонатная натриевая, удовлетворительного качества с несколько повышенным содержанием хлоридов. К югу от Мелитополя качество вод ухудшается; они становятся высокоминерализованными. Так, например, в районе г. Осипенко на глубине свыше 400 *м* в глауконитовом песчанике верхнего мела вскрыта соленая артезианская вода с минерализацией 45 *г/л* хлоридного кальциево-натриевого состава; скважина переливала.

Артезианские воды меловых отложений внутренней части бассейна имеют широкое распространение. Залегают они на большой глубине и относятся к солоноватым и соленым. Изучены эти воды слабо. Они вскрыты, например, на глубине свыше 2 *км* к востоку и югу от г. Ейска. В районе Ставрополя меловые отложения были вскрыты скважинами на глубинах до 1500—1800 *м* (апт-альб). Скважина в станице Невинно-

мысской те же отложения вскрыла на глубине 1479 *м;* такая же примерно глубина залегания меловых пород отмечена в ряде других глубоких скважин Западного Предкавказья. Апт-альбские отложения залегают на поверхности размыва складчатых пород палеозоя [Дубинский, 1956] в южной части бассейна и на гранитах и гнейсах к северу от линии Ейск — Развильное — Ипатово.

II водоносный комплекс, приуроченный к песчано-глинистой толще среднего и нижнего палеогена, а местами и нижнего олигоцена, на южном, предкавказском крыле бассейна, слабо водоносен и характеризуется преобладанием мергелей. На западном склоне Ставропольского поднятия, в бассейне Егорлыка, наблюдается замещение глинистых фаций палеогена песчаными; мощный, но не обильный артезианский горизонт нижнего олигоцена, содержит солоноватую воду.

На северо-западе артезианского бассейна средне- и крупнозернистые пески эоцена (бучакские) образуют мощный водоносный артезианский горизонт, иногда сливающийся с меловыми водами. Этот водоносный горизонт развит в бассейне р. Молочной и широко используется для водоснабжения. Дебит скважин от 0,6 до 8 *л/сек,* в среднем около 3 *л/сек,* а в исключительных случаях достигает 24 *л/сек* (г. Мелитополь). Падение пьезометрической поверхности этого горизонта от водораздела Конская — Молочная направлено на юг, к Азовскому морю. В этом же направлении возрастает минерализация и меняется состав вод. На севере они пресные, гидрокарбонатные с минерализацией 0,3 *г/л,* на юге — солоноватые, хлоридные натриевые. Граница между распространением вод различного состава проходит с запада на восток, пересекая долину р. Молочной между Мелитополем и Эльбингом. Далее на юг минерализация вод палеогена еще более возрастает и воды становятся солеными (г. Осипенко).

III водоносный комплекс — олигоценовых и нижнемиоценовых (майкопских) глин—на больших площадях выходит на поверхность в пределах Ставропольского поднятия. Практически майкопскую толщу можно считать безводной. Лишь отдельные песчаные слои содержат высокоминерализованную хлоридную воду. Они выклиниваются к югу от линии, которая протягивается в направлении от пос. Нефтегорска до г. Хадыженска и далее на запад к берегам Азовского моря. К северу от этой линии пески получили развитие на значительном расстоянии. При соответствующих условиях майкопские глины изолируют мезозойский и нижнепалеогеновый водоносные комплексы — нижний ярус чехла, от вышележащего — верхнего яруса, представленного неогеновыми и четвертичными водоносными комплексами. В направлении на юг к предгорьям Северного Кавказа мощность майкопских глин сильно возрастает (до 1000 *м* и более).

IV водоносный комплекс приурочен к среднемиоценовым песчано-глинистым отложениям (тарханский горизонт, чокракско-спириалисовые слои, караганский и конкский горизонты). На восточной окраине бассейна, в пределах западного склона Ставропольского поднятия, к западу от бассейна р. Калауса водоносность среднего миоцена проявляется редко и весьма слабо выражена. Воды миоценовых песков и песчаников (среди глин) имеют повышенную минерализацию. Вблизи с. Греческого вода песков среднего миоцена используется для водоснабжения. Состав ее таков:

$$M\ 2{,}7\ \frac{SO_4\ 64\ HCO_3\ 31\ Cl\ 5}{Na\ 88\ Ca\ 9\ Mg\ 3}.$$

Общая жесткость 5 *мг-экв.*

В районе г. Ставрополя подземные воды в среднем миоцене вскрыты на глубинах от 75 до 230 *м* (в караганских и чокракских песках). Мощность водоносных пластов и линз 1,5—14 *м.* Дебиты скважин небольшие,

высота пьезометрического уровня над кровлей 10—60 *м*. Состав воды иллюстрируется следующей сводной формулой:

$$M\ 2—6\ \frac{HCO_3\ 11—54\ SO_4\ 0{,}6—50\ Cl\ 25—74}{Ca\ 1—5\ Mg\ 1—4\ Na\ 92—98}.$$

С. А. Шагоянц [1959] отмечает большое содержание хлоридов в нижних горизонтах (чокрак) и преобладание сульфатов и гидрокарбонатов в верхних (караган). Область питания водоносного комплекса находится в пределах юго-западного склона Ставропольского поднятия и на склонах гор Недреманной и Стрижамента.

К северу от широты г. Ставрополя отложения среднего миоцена погружаются и покрываются сарматскими слоями. В скважинах у с. Якушевского на глубине примерно 245—248 *м* вскрыты водоносные караганские пески. Одна из артезианских скважин имела дебит 0,8 *л/сек;* вода из этой скважины пригодна лишь для водопоя скота. По некоторым данным можно установить, что водоносный комплекс среднего миоцена в пределах Северного и Западного Ставрополья характеризуется как слабо водоносный: его пьезометрическая поверхность располагается не выше поверхности земли; воды комплекса солоноватые и соленые, пригодны во многих случаях лишь для водопоя скота.

Большое значение имеет IV водоносный комплекс к югу от вышерассмотренного района — в бассейне р. Невинки. Здесь средний миоцен представлен, по С. А. Шагоянцу [1959], преимущественно песками и песчаниками, которые в западном направлении замещаются глинами и покрываются песчано-глинисто-мергелистыми слоями (конкский горизонт). Подстилается водоносный комплекс майкопскими глинами и образует синклинальную складку, ось которой погружается с юго-востока на северо-запад. К этой синклинальной структуре приурочен небольшой Невинномысский артезианский бассейн (второго порядка), соединяющийся на северо-западе с внутренней частью Приазовского бассейна. На периферии Невинномысского бассейна безнапорные воды песков среднего миоцена (чокрак, караган, конкские слои) питают малодебитные источники, изредка дебит этих источников достигает 1—4 *л/сек.* Состав вод приведен ниже:

$$M\ 3{,}7—0{,}3\ \frac{HCO_3\ 10—96\ SO_4\ 4—86\ Cl\ 0{,}5—43}{Ca\ 4—72\ Mg\ 3—55\ Na\ 2—91}.$$

Во внутренних частях Невинномысского бассейна несколько артезианских песчаных водоносных горизонтов вскрыто на глубинах от 50 до 114 *м*. Наиболее водоносен из них чокракский водоносный горизонт. На востоке бассейна пьезометрическая поверхность располагается ниже поверхности земли, а на западе, в долине Невинки, — выше. Общее падение пьезометрической поверхности направлено к центру бассейна и совпадает с погружением его оси (с юго-востока на северо-запад). Дебиты скважин при самоизливе составляют 0,3—0,6 *л/сек*, при откачке достигают 4 *л/сек*. В западном направлении в связи с увеличением глинистости водообильность пород уменьшается. О качестве вод чокракского водоносного горизонта можно судить по следующей формуле:

$$M\ 1{,}0—3{,}5\ \frac{HCO_3\ 8—85\ SO_4\ 9—65\ Cl\ 6—33}{Ca\ 4—35\ Mg\ 3—74\ Na\ 17—94}.$$

Питание водоносных горизонтов происходит на окраинах Невинномысского бассейна (северной, восточной и южной); разгрузка грунтовых вод в краевых частях бассейна — по системе балок и оврагов. Разгрузка артезианских вод, видимо, осуществляется в долине р. Кубани, в месте пересечения ею Невинномысского бассейна. К западу от долины Кубани, на продолжении рассматриваемого бассейна, вскрыты солоноватые (до 4 *г/л*) воды на глубине около 80 *м*. Для водоснабжения рассматриваемого района среднемиоценовый водоносный горизонт является основным.

В пределах Западного Предкавказья к миоценовым породам приурочены преимущественно минерализованные хлоридные воды. В 50 км к юго-западу от Краснодара, близ станицы Ильской, на южном крыле бассейна глубокими скважинами (600—1000 *м*) в среднемиоценовых (чокракско-спириалисово-тортонских) песках и довольно пористых доломитах вскрыты артезианские воды хлоридного состава [Федоров, 1939]. Дебиты скважин значительны.

На северной окраине Невинномысского бассейна пески в окрестностях Новочеркасска и на побережье Азовского моря слабо водоносны, содержат жесткую воду. На северо-западной окраине, в бассейне р. Молочной (Мелитополь, Токмак и др.), IV водоносный комплекс сложен песками и песчанистыми известняками (средний миоцен), содержащими воду, пригодную для использования. Но южнее, на берегах Азовского моря и в Присивашье, воды становятся высокоминерализованными. На западной (Крымской) окраине артезианские воды среднего миоцена используются для водоснабжения (Джанкой). К юго-востоку от Джанкоя, в с. Нижнегорском, вскрыты воды с общим содержанием сероводорода до 180 *мг/л* (С. В. Альбов).

Во внутренних частях Приазовского бассейна IV водоносный комплекс залегает глубоко от поверхности и содержит солоноватую воду, непригодную для водоснабжения, как, например, в долине р. Ей, на ст. Верблюд, в г. Сальске; в последнем случае вода IV водоносного комплекса вскрыта на глубине свыше 170 *м*.

V водоносный комплекс, сарматский (нижний, средний и верхний сармат), характеризуется разнообразным литологическим составом; широко развиты глины, пески, подчиненное значение имеют известняки. Водоносные горизонты в песках и известняках сармата имеют или самостоятельное значение, или объединяются в комплекс гидравлически связанных водоносных горизонтов. Сарматский водоносный комплекс широко распространен и используется для водоснабжения многих населенных пунктов.

В западной части Ставрополья, в долине р. Егорлыка, артезианские воды обычно солоноватые, непригодные для питья, находятся в прослоях песков на глубинах 30—60—150 *м*. В их составе преобладают сульфаты натрия. Дебиты скважин малы. Невысокое качество сарматских вод Западного Ставрополья (бассейн Егорлыка) С. А. Шагоянц [1959] объясняет тем, что питание этого водоносного комплекса осуществляется за счет перелива вод из покрывающих сарматские породы лёссовидных суглинков, содержащих обычно воды низкого качества. К западу от верхнего течения р. Калауса сарматские отложения, слагающие здесь платообразную возвышенность, содержат грунтовые воды, выходы которых в виде источников известны у горы Бешпагир, у с. Константиновское и др. Водообильность сарматского водоносного горизонта мала: дебиты источников и скважин редко превышают 1 *л/сек*. Грунтовые воды сармата слабо минерализованные, пресные, умеренной жесткости (1,5—6 *мг-экв*), преимущественно гидрокарбонатные кальциевые. Движение грунтовых вод направлено на восток, в долину р. Калауса, и на запад, в бассейн Егорлыка в сторону Приазовского бассейна. Здесь проходит водораздел между Приазовским и Терско-Кумским артезианскими бассейнами.

В Прикубанской части Приазовского бассейна сарматский водоносный комплекс залегает на 70—140 *м* ниже уровня моря и представлен мелкозернистыми, а книзу — крупнозернистыми песками с водой удовлетворительного качества, повышенной жесткости, местами содержащей сероводород. Удовлетворительные в питьевом отношении воды в двух водоносных горизонтах сарматских песков и известняков (среди глин) получены в г. Сальске в интервале глубин 90—130 *м*. В направлении от

Сальска к Ростову сарматский водоносный комплекс вскрыт во многих точках на глубинах 100—200 *м*; вода обычно повышенной минерализации.

К востоку от Новочеркасска, по Дону и по Манычской депрессии, в сарматских песках и известняках встречены воды повышенной минерализации (солоноватые) на глубине 70—90 *м* и более. Состав их в большинстве случаев хлоридно-сульфатный. Во многих точках они используются для питьевых и хозяйственных целей. Верхние водоносные горизонты сармата (известняки) там, где они залегают выше уреза гидрографической сети (правобережье Дона), питают источники слабо солоноватой сульфатно-гидрокарбонатной водой.

В районе Ростов — Новочеркасск и далее на запад, в прибрежной части Таганрогского залива, воды сарматских отложений — песков и известняков, разнообразны по минерализации и составу. Вблизи Ростова и Новочеркасска грунтовые воды в сарматских отложениях пресные, преимущественно гидрокарбонатные, умеренной жесткости (Н. С. Токарев), используются для водоснабжения; дебиты источников большие. Движение вод направлено с севера на юг, к долине р. Дона. На побережье Таганрогского залива сарматский водоносный комплекс (пески нижнего сармата) залегает на уровне моря и ниже, причем из нижней части разреза [Игнатович, 1948] получена горько-соленая вода, а в вышележащих известняках среднего сармата (на отметках 0 до плюс 14 *м* абс. высоты) содержится вода пестрая по минерализации (от 0,6 до 3,2 *г/л*) и составу. Источники, получающие питание за счет водоносного горизонта среднего сармата, в ряде случаев используются для водоснабжения.

На северо-западной окраине басейна (район р. Молочной) и на его западной окраине (в Степном Крыму) сарматский водоносный комплекс представлен известняками и песками, содержит пресные воды, широко использующиеся для водоснабжения. Лишь в Присивашье воды сарматского горизонта непригодны для питья.

VI водоносный горизонт — в мэотических отложениях — имеет ограниченное развитие и изучен главным образом на западной и северо-западной окраинах бассейна. Представлен он здесь известняками и мергелями; вода его пресная, используется для водоснабжения, особенно в Степном Крыму, где дебит скважин до 10 *л/сек* и более. Небольшое поле солоноватых вод отмечено в мэотических отложениях в Среднем Присивашье (К. И. Маков) и в приосевой части Индольской артезианской мульды (С. В. Альбов).

VII водоносный комплекс — понтических отложений — распространен достаточно широко. На востоке, в бассейне р. Егорлыка, эти отложения образуют так называемый Егорлыкский артезианский бассейн второго порядка, являющийся восточной ветвью Приазовского бассейна. Понтические отложения выходят по рр. Ташле и Малой Кугульте; в северо-западном направлении они погружаются под глинистые толщи армавирской свиты и вскрыты многочисленными скважинами в сс. Дмитриевское, Привольное и др. Среди них прослеживается от одного до трех песчаных водоносных пластов мощностью 5—10 *м* каждый. Глубина залегания водоносного комплекса по долинам рек возрастает к северу от 50 до 160 *м*. Дебиты скважин обычно от 0,2 до 2 *л/сек;* скважины в долинах рек самоизливают. Общее падение пьезометрической поверхности водоносного горизонта на север и на запад. Минерализация вод изменяется от пресных до солоноватых, причем преобладают воды пресные и слабо солоноватые. О составе вод можно судить по сводной формуле [1]:

$$M\ 0{,}8—6{,}0\frac{HCO_3\ 5—55\ SO_4\ 12—57\ Cl\ 24—53}{Ca\ 10—29\ Mg\ 6—32\ Na\ 42—91}.$$

Состав анионов непостоянен; среди катионов преобладает натрий; встречаются преимущественно хлоридные натриевые воды.

[1] Данные 13 анализов [Шагоянц, 1959]

Область питания понтического водоносного комплекса располагается в северных предгорьях Западного Кавказа и на Кубанской предгорной равнине, где отложения понта покрыты галечниками. Отсюда поток пресных вод движется в северном направлении. Частично пополнение запасов воды происходит на Ставропольской возвышенности, откуда поступают более высокоминерализованные воды (формирующиеся за счет выщелачивания солей из покровных суглинков). В связи с этим в восточной и юго-западной частях Егорлыкского бассейна воды более высокоминерализованные.

Два горизонта водоносных песков понтического водоносного комплекса вскрыты на станице Тихорецкой на глубине 320—360 *м*. Вода хорошего качества. Этот же водоносный комплекс вскрыт и далее на северо-восток. В г. Сальске водоносный комплекс вскрыт на глубине 38 *м*; к юго-западу и северо-западу от Сальска воды понтического водоносного горизонта эксплуатируются в ряде пунктов.

Понтические известняки на северной окраине артезианского бассейна обычно залегают на возвышенных частях водоразделов, спорадически водоносны, содержат воду повышенной минерализации и питают ряд источников. Широко развит VII водоносный комплекс на западном и северо-западном крыле бассейна (Крым и бассейн р. Молочной). Здесь широко распространены пригодные для водоснабжения воды (за исключением Присивашья, где наряду с пригодными для водоснабжения встречены воды непригодные). Представлен водоносный горизонт известняками, причем в Крыму мэотические и понтические известняки местами образуют единый, достаточно водообильный водоносный горизонт с водой хорошего качества.

VIII водоносный комплекс — надрудных слоев — имеет большое значение на юге, в окрестностях г. Краснодара, где вскрыто пять водоносных горизонтов. Водоносные пласты песков залегают на глубинах 62—170 *м*, общая мощность их до 26 *м*. Скважины, вскрывшие VIII водоносный комплекс, характеризуются большим дебитом и водой хорошего качества. Минерализация ее до 0,4 *г/л*, жесткость 0,7—1,8 *мг-экв*. Это один из лучших по качеству и запасам воды водоносный горизонт, имеющий большое значение для водоснабжения.

IX водоносный комплекс — плиоценовых (древнеевксинских, палюдиновых) песков — развит на Ейском полуострове, в верховьях р. Кагальника на глубинах 28—35 *м* и более; водоносность горизонта небольшая; качество воды низкое; минерализация до 4 *г/л*; местами встречается сероводород. IX водоносный комплекс используется для водоснабжения, там, где нет воды более высокого качества.

На востоке плиоценовые пески перекрыты, а быть может и замещаются, водоупорной армавирской толщей красных глин. В ней присутствуют невыдержанные прослои и линзы песков, слабо водоносных, с водой преимущественно невысокого качества. Горизонт этот не имеет большого практического значения, хотя и используется местами (на восточной окраине бассейна).

X водоносный комплекс — четвертичных отложений — приурочен к предгорным песчано-галечным аллювиальным и водно-ледниковым отложениям, переслаивающимся с суглинками и глинами. Он развит в юго-западной части Приазовской степи. Глубина залегания напорных водоносных горизонтов 15—30 *м*, вода хорошего качества. Этот комплекс имеет большое значение для водоснабжения. Грунтовые воды, содержащиеся в лёссовидных суглинках и заключенных в них песчаных прослоях, широко распространены, но они обычно невысокого качества; колодцы, вскрывшие этот водоносный горизонт, имеют небольшой дебит.

Заключение. В пределах Приазовского артезианского бассейна выделяются следующие основные гидрогеологические районы:

1-й район — возможного использования сарматских, мэотических и понтических вод — восточная часть Степного Крыма и Северной Таврии (Западное Приазовье), где выделяются Индольский артезианский бассейн второго порядка на юге (в Крыму) и Сивашский артезианский бассейн второго порядка в Присивашье.

2-й район — возможного использования меловых, палеогеновых, среднемиоценовых и сарматских вод — бассейн р. Молочной. На севере этого района, по водоразделу Молочная — Конская, проходит граница между Приазовским и Причерноморским бассейнами.

3-й район, где отсутствуют пригодные для использования подземные воды в коренных отложениях — узкая прибрежная часть Северного Приазовья — от Геническа до Осипенко.

4-й район — возможного использования сарматских вод и вод, заключенных в породах фундамента, — восточная часть Северного Приазовья.

5-й район — возможного использования сарматских и понтических вод — северное крыло бассейна (от г. Жданова до Манычской депрессии включительно).

6-й район — возможного использования сарматских, понтических и, спорадически, среднемиоценовых вод — восточное крыло бассейна, западный склон Ставропольского поднятия, включая район Тихорецкой, Сальска и Егорлыкский артезианский бассейн второго порядка.

7-й район — возможного использования мэотического водоносного горизонта — Невинномысский артезианский бассейн второго порядка (на юго-восточном крыле бассейна).

8-й район — возможного использования плиоценовых вод (надрудных и других слоев), а также вод предгорных галечников южное крыло бассейна.

9-й район — отсутствия пригодных для водоснабжения хороших питьевых вод, за исключением слабо солоноватых вод древнеевксинских песков, используемых в г. Ейске, и др.

Основные водоносные комплексы Приазовского бассейна, пригодные для водоснабжения, относятся к неогену, а на южном крыле — к четвертичным отложениям. Интересной особенностью Приазовского артезианского бассейна является его асимметричное строение: южное крыло бассейна построено более сложно, чем северное, и приподнято значительно выше и вследствие этого находится в более благоприятных условиях питания подземных вод за счет атмосферных осадков.

Водообмен в пределах южного крыла бассейна происходит достаточно интенсивно, и пресные атмосферные воды в хорошо водопроницаемых неогеновых и четвертичных отложениях проникают на значительное расстояние — от гор Кавказа в глубь Кубанской впадины. Для сарматских и понтических горизонтов это расстояние выражается в 150 *км* и более, для песчано-галечных четвертичных отложений — многими десятками километров.

На северном крыле бассейна опреснение горизонтов небольшое и продвинулось в глубину бассейна не на много. Здесь условия питания подземных вод неблагоприятны, зона пресных вод в верхних горизонтах (в неогене) имеет ширину, измеряемую всего лишь километрами и несколькими десятками километров. Мощность зоны пресных вод южного крыла неизмеримо больше, чем на северном крыле. Гидрохимическая зональность бассейна выражена достаточно отчетливо и заключается в увеличении числа зон и гидрохимических поясов от окраин артезианского бассейна к его центральным частям. Однако достаточными данными для оценки гидрохимического разреза на глубину мы не располагаем.

Другой особенностью бассейна является широкое развитие в центральной его части солоноватых вод во всех отложениях района, начиная с четвертичных. Грунтовые воды отличаются пестрой минерализацией

и составом. Поэтому в центральной части бассейна водоснабжение за счет местных водоносных горизонтов не обеспечено водой требуемого качества.

На юге Приазовского артезианского бассейна располагается своеобразная система миниатюрных артезианских бассейнов и мульд Керченского и Таманского полуостровов, а далее на восток — артезианский склон Большого Кавказа.

Ергенинский гидрогеологический район

Район Ергеней, занимающий промежуточное положение между Приазовским и Прикаспийским бассейнами, представляет собой гипсометрически высоко расположенную степь, круто обрывающуюся на восток, в Прикаспийскую низменность, и полого спускающуюся на запад. Отметки ее поверхности на востоке достигают 172—190 *м*. Дренируется район системой балок и оврагов; основная дренажная сеть приурочена к бассейну стока р. Сала.

В основании геологического разреза района залегают смятые в складки отложения нижнего, среднего и верхнего карбона, которые были вскрыты скважинами в районе Куберле—Двойная на глубине 320 *м*, в районе г. Котельниковска — на глубине 389 *м*. Выше залегают меловые отложения.

I водоносный комплекс приурочен к сеноманским пескам и песчаникам.

II водоносный комплекс — туронских мергелей.

III водоносный комплекс — сенонских опок с подчиненными им песчаниками; сюда же относится вышележащий водоносный горизонт глауконитовых песков и песчаников, который перекрыт опоками и глинами.

Общая мощность трех водоносных комплексов верхнего мела около 140 *м*. Вскрыты они в г. Котельниковске в интервале глубин 247—389 *м*. В районе Манычской депрессии, на юге района, мощность меловых отложений до 300 *м*.

IV водоносный комплекс — палеогеновых и нижнемиоценовых отложений — представлен переслаиванием песков, песчаников и глин. Завершается комплекс мощной толщей майкопских глин (олигоцен—нижний миоцен). Мощность комплекса 400 *м* и более. В песчаных горизонтах его вскрыты соленые воды. Этот комплекс отделяет нижний водоносный ярус от верхнего.

V водоносный горизонт — отложений верхнего неогена — представлен ергенинскими песками, а местами — гравием мощностью до 40 *м* и более; пески характеризуются значительной водообильностью; дебиты источников — от долей до 2—3 *л/сек*. Водоносный горизонт широко используется. Качество воды обычно хорошее; жесткость, по немногим данным, 2—3,5 *мг-экв*, редко 25 *мг-экв*, минерализация 0,07—0,7 *г/л*. В суглинках, покрывающих ергенинские пески, встречается грунтовая вода плохого качества.

Основной сток поверхностных и подземных вод Ергенинского района по рр. Сал и Западные Манычи направлен в Приазовье. Это и позволило включить гидрогеологический район в состав Приазовского артезианского бассейна. Меньшая часть стока направляется на восток, в Прикаспийскую впадину, и на юго-восток, в Терско-Кумский артезианский бассейн.

ТЕРСКО-КУМСКИЙ АРТЕЗИАНСКИЙ БАССЕЙН

Терско-Кумский артезианский бассейн располагается между Приазовским бассейном на западе, Прикаспийским — на севере и Кавказской складчатой областью — на юге. На востоке водоносные толщи опу-

скаются ниже уровня Каспийского моря. Западная граница бассейна проходит по Ставропольской возвышенности, а северная — от Ергеней — на юго-восток, проходя между дельтами рр. Волги и Кумы; южная граница прослеживается от г. Махачкала на запад по осевой части Терского хребта и к западу от него. Степная равнина бассейна слабо наклонена на север и на восток, где сливается с Прикаспийской низменностью. Наиболее приподняты западные и южные окраины бассейна. Водоносные горизонты бассейна дренируются системами Кумы и Терека (рис. 6).

В пределах территории Терско-Кумского бассейна выделяются: восточный склон Ставропольского поднятия, южный склон Ергенинской возвышенности, Терская депрессия, северный склон Терского хребта. Все эти геологически различные районы объединяются единством условий стока и формирования вод.

К югу от глубокой Терской впадины, также во впадинах, располагаются Алханчуртский и Сунженский артезианские бассейны второго порядка. По структуре они относятся к складчатой области Большого Кавказа, а гидрогеологически объединяются, как это показал М. Г. Сухарев, группой Терских артезианских бассейнов (южная особая часть). Описание этих бассейнов приводится при характеристике гидрогеологии Большого Кавказа.

В строении бассейна участвуют мезозойские, третичные и четвертичные отложения. Фундамент бассейна сложен складчатыми породами палеозоя и докембрийскими образованиями, залегающими на глубинах: 1462 *м* — в Астрахани, 2475 *м* — близ ст. Джанайская; в южной части бассейна, в пределах Терской впадины, глубина залегания палеозойских пород фундамента, по данным геофизических исследований, возрастает до 5—7 *км* [Дубинский, 1955]. На западе, в Нагутской скважине, фундамент вскрыт на глубине 1894,9 *м*.

Бассейн представляет собой крупную сложную синклиналь с пологим северным и крутым южным крылом, вытянутую с северо-запада на юго-восток, приуроченную к восточной части Предкавказской впадины — к Терской ее депрессии Водоносность фундамента бассейна не изучена.

I водоносный комплекс — мезозойских отложений в Терско-Кумском артезианском бассейне — изучен мало. По имеющимся данным (Прикаспийский и Дагестанский артезианские бассейны), можно высказать предположение о наличии в юрских отложениях на востоке Терско-Кумского бассейна рассолов. На западе бассейна, в с. Нагутском, отложения верхней юры вскрыты в интервале глубин 1722,7—1894,9 *м;* залегают они на гранит-порфирах фундамента. Представлены юрские отложения терригенными породами, среди которых преобладают песчаники и конгломераты (кимеридж, титон).

Воды нижнего мела в Затеречной равнине, в центральной части бассейна [Сухарев, 1954], можно характеризовать как слабые или крепкие рассолы хлоридного состава, как это показывают данные артезианской скважины в Артезиане. Здесь в интервале глубин 2701—2703 *м* вскрыта вода следующего состава:

$$M\ 64\ \frac{Cl\ 99\ HCO_3\ 0{,}5\ SO_4\ 0{,}2}{(Na+K)\ 89\ Ca\ 9\ Mg\ 2}\ Br, I, B.$$

В этой же скважине минерализация воды в интервале глубин 2856—2858 *м* больше почти в 2 раза; увеличивается также содержание кальция и магния.

$$M115\ \frac{Cl\ 99\ SO_4 0{,}3\ HCO_3 0{,}2}{(Na+K)84{,}5\ Ca12{,}3\ Mg3{,}1}\ Br, I.$$

На западе, в Нагутской скважине на глубине около 1100 *м* вскрыты отложения нижнего мела, мощность которых превышает 700 *м*. Наиболее водообильными должны быть песчаники верхнего апта — нижнего альба мощностью около 250 *м*. На нижнемеловых залегают верхнемеловые отложения.

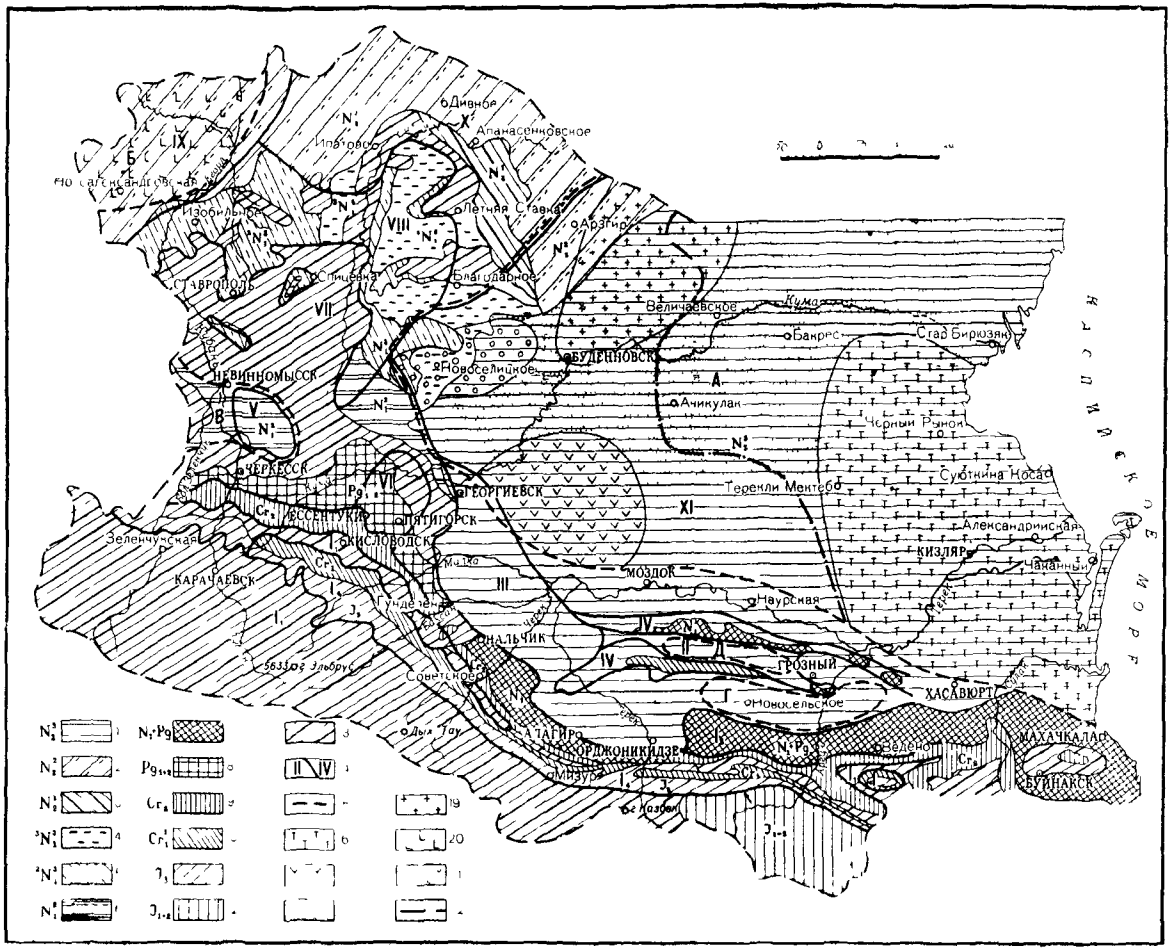


Рис. 6. Карта водоносности дочетвертичных пород Северного Кавказа
Составил С. А. Шагоянц

Водоносные горизонты: *1*—в верхнеплиоценовых песках, конгломератах и известняках-ракушечниках, *2*—в песках армавирской свиты; *3*—в понтических песках и известняках-ракушечниках; *4*—в верхнесарматских песках и песчаниках; *5*—в среднесарматских песках с прослоями песчаников; *6*—в среднемиоценовых песках и песчаниках; *7*—в нерасчлененных третичных отложениях (песчаники и известняки); *8*—в средне-и нижнепалеогеновых мергелях, аргиллитах, песчаниках; *9*—в верхнемеловых известняках; *10*—в валанжинских известняках; *11*—в верхнеюрских известняках и лагунных отложениях титона; *12*—в средне- и нижнеюрских сланцах и песчаниках; *13*—районы распространения практически безводных дочетвертичных пород; *14*—границы и номера гидрогеологических районов; *15*—границы артезианских бассейнов.

Площади эксплуатации напорных вод для водоснабжения, *16*—район эксплуатации древнекаспийского водоносного горизонта; *17*—район эксплуатации водоносных горизонтов континентальных отложений; *18*—район эксплуатации верхнеплиоценовых водоносных горизонтов; *19*—район эксплуатации понтического водоносного горизонта, *20*—район эксплуатации верхнесарматского водоносного горизонта; *21*—район эксплуатации среднесарматского водоносного горизонта; *22*—западная граница площади распространения самоизливающихся вод Терско-Кумского артезианского бассейна; к западу от этой границы самоизлив воды наблюдается только по долинам рек

II водоносный комплекс — палеогеновых и нижнемиоценовых песчано-глинистых отложений — широко развит в пределах Ставрополья и узкой полосой протягивается вдоль подошвы северного склона Кавказа и осевой части Терского хребта. Этот комплекс слабо водоносен. В Ставрополье к нему приурочены воды пестрого состава; при погружении водоносного комплекса под отложения неогена и по мере удаления от областей питания минерализация вод быстро возрастает, и они становятся хлоридными, солоноватыми и солеными, непригодными для использования. На большей площади развития палеогеновых вод в краевых и центральных частях бассейна развиты воды высокой минерализации (соленые). Так, например, в Затеречной равнине, в станице Сухокумской, состав воды майкопской толщи следующий [Сухарев, 1955]:

$$M28{,}6\ \frac{Cl\,96{,}6\ CO_3 3{,}2\ SO_4 0{,}2}{Na\,2\ Ca\,6{,}3\ Mg\,1{,}7}.$$

III водоносный комплекс, представленный отложениями тортонского яруса среднего миоцена (тарханский, чокракский, караганский и конкский горизонты), приурочен к пластам песчаников, чередующихся с преобладающими в разрезе глинами. Мощность отдельных пластов песчаников достигает нескольких метров. Водоносный комплекс на большей части территории своего развития, исключая южную окраину, относится к слабо водоносным и содержит минерализованные, непригодные для использования воды. К северу от Терского хребта минерализация вод III водоносного комплекса еще больше возрастает. Так, в районе Терского хребта для воды из караганских песчаников она составляет около 5 *г/л*, в Затеречной равнине (Черный рынок), километров в шестидесяти к северу от Кизляра, минерализация воды достигает 30 *г/л*. Имеются указания А. Г. Давыдовой [1936] о наличии в миоценовых отложениях трех водоносных горизонтов на глубинах в 100—300 *м*, дающих хорошую артезианскую воду с дебитом скважин 0,3—3,1 *л/сек*.

IV водоносный комплекс — сарматских и мэотических отложений — представлен песками, песчаниками и — реже — мергелями и известняками-ракушечниками. Среднесарматский водоносный горизонт песков распространен в западной части бассейна, на междуречье Томузловки и Мокрой Сабли и по долине Томузловки от с. Александровского до с. Новоселицкого. К северу от долины р. Журавки (к востоку от с. Новоселицкого) песчаные отложения замещаются глинами, поэтому водоносные горизонты в отложениях среднего сармата здесь отсутствуют.

Глубина залегания водоносного комплекса изменяется от 20 до 200 *м* и более. Падение пьезометрической поверхности на восток — от 300 до 190 *м*. В долине Томузловки скважины переливают. Дебиты их различны. Минерализация воды наименьшая на западе и северо-западе, где воды пресные; в направлении на восток минерализация возрастает до 2 *г/л*. Гидрокарбонатные кальциевые воды характерны для западной и северо-западной части поля развития водоносного горизонта, а южнее и восточнее распространены сульфатные кальциевые и хлоридные натриевые воды.

Верхнесарматский водоносный комплекс (до трех водоносных горизонтов) более широко распространен на площади от Буденновска — на западе, до берегов Каспийского моря — на востоке. Глубина его залегания в среднем до 200 *м*, но на востоке увеличивается до 500—600 *м* и более. Дебит скважин порядка единиц литров в секунду, что свидетельствует о достаточной водообильности комплекса. В юго-западной части развития площади распространения водоносного горизонта воды пресные, гидрокарбонатные натриевые. К северу минерализация их возрастает. Изолиния минерализации в 1 *г/л* проходит к северу от сс. Петропавловское, Ленинское, через с. Шангрык и севернее хут. Чапаевского уходит на восток [Шагоянц, 1959]. На северо-востоке бассейна, вблизи

берегов Каспийского моря, минерализация вод превышает 8 *г/л* (Зимняя ставка), на юге, в устье Терека, до 2—3 *г/л*. При этом воды приобретают сульфатно-хлоридный магниево-натриевый состав.

В западной части артезианского бассейна вскрыт слабо водоносный меотический горизонт мелкозернистых песков. Воды его низкого качества. Эксплуатируется этот горизонт совместно с подстилающим верхнесарматским водоносным горизонтом.

V водоносный комплекс включает до шести водоносных горизонтов акчагыльских отложений. Представлен песками, песчаниками, известняками и конгломератами, переслаивающимися с глинами. Он изучен в западной части бассейна, на левобережье р. Кумы и по нижнему течению рр. Мокрого Карамыка, Томузловки, Мокрой Буйволы и на северо-западе — у с. Величавки. Глубина залегания водоносного комплекса 60—200 *м;* она увеличивается в восточном направлении.

Пьезометрическая поверхность наклонена к северо-востоку (область питания водоносного комплекса находится на западе и юго-западе). Дебиты скважин различны. Минерализация воды возрастает к северо-западу. Изолиния минерализации в 1 *г/л* проходит несколько западнее р. Кумы, так, что к востоку от этой изолинии распространены пресные воды, гидрокарбонатные натриевые, тогда как к северо-западу минерализация довольно резко возрастает, достигая у с. Довсунского свыше 4 *г/л*. Воды в северо-западной части сульфатно-хлоридные натриевые.

Восточнее р. Кумы акчагыльский водоносный комплекс перекрывается апшеронскими отложениями и в гидрогеологическом отношении не изучен. Имеются все основания считать, что в сторону Каспийского моря минерализация вод возрастает до солоноватых, по составу — до хлоридных натриевых.

VI водоносный комплекс — апшеронских водоносных песчаных слоев, заключенных среди глин. Число горизонтов изменчиво, местами достигает 10. Глубина залегания апшеронского водоносного комплекса в центральных частях бассейна 200—300 *м*; на восток он распространен до берегов Каспийского моря. Водоносные горизонты комплекса встречены и на юге, в пос. Крайновка (район устья р. Терека) и на севере, в Гайдукских степях и у с. Гайдук. На значительной части площади распространения этих водоносных пород скважины, вскрывшие их, дают перелив воды. За исключением северо-западной и юго-западной окраин дебит скважин значителен и достигает 68 *л/сек*.

Общее падение пьезометрической поверхности водоносного комплекса на северо-восток (к Каспийскому морю). Почти на всей южной половине площади распространения апшеронского водоносного комплекса минерализация вод изменяется в пределах 0,4—1 *г/л*. Изолиния минерализации в 1 *г/л* протягивается по левобережью р. Кумы (к северу от Буденновска и с. Урожайное), далее на восток — к Нижней Куме, откуда круто поворачивает на юг, к устью Нового Терека. К северо-западу, северу и востоку от указанной линии установлено распространение вод повышенной минерализации: до 10 *г/л* в Гайдукских степях и до 5 *г/л* на юго-востоке (в Приморской части бассейна). Общее изменение состава вод (по С. А. Шагоянцу) с юго-запада на восток идет в последовательности: гидрокарбонатные кальциевые, сульфатные натриевые, гидрокарбонатные натриевые, гидрокарбонатно-хлоридные натриевые, хлоридные натриевые (в зоне Б солоноватых вод). Апшеронский водоносный комплекс является одним из основных эксплуатируемых водоносных комплексов Терско-Кумского бассейна.

VII водоносный комплекс — каспийских континентальных и морских отложений — наиболее широко распространен между средним течением р. Кумы и Каспийским морем. По берегам последнего он распространяется за пределами артезианского бассейна. Мощность водоносных песков до 5—6 *м*, мощность водоносного комплекса до 500 *м*. Глу-

бина залегания водоносного комплекса от 60 *м* в долине Кумы до 200—400 *м* на юго-востоке (Кизляр).

Верхние водоносные горизонты (в хазарских и хвалынских отложениях) содержат солоноватую воду. Пресная вода приурочена к нижнему артезианскому горизонту песков бакинского яруса, который широко эксплуатируется в восточной части бассейна. Глубина его залегания возрастает с запада на восток — от 150 до 250 *м*. К востоку от линии Терекли—Мектаб — совхоз Бажиган, а также по долине р. Кумы и в Горькой Балке скважины дают перелив. Дебит их различен. Общее падение пьезометрической поверхности на восток, к Каспийскому морю.

На большей части площади своего распространения бакинские воды пресные. Изолиния минерализации в 1 *г/л* проходит к северу от г. Буденновска, километрах в четырнадцати к северу от с. Урожанное, затем несколько южнее нижнего течения р. Кумы и несколько западнее берега моря следует на юг, до южной границы бассейна. К северу и востоку от указанной линии минерализация вод резко возрастает: воды становятся вначале слабо, а затем и сильно солоноватыми (минерализация 7 *г/л* и более, о. Чечень). В том же направлении сульфатные воды переходят в гидрокарбонатные натриевые и далее на восток — в хлоридные натриевые, солоноватые.

VIII водоносный комплекс — древнеаллювиальных отложений Терека и Кумы, представленных песчано-галечниковыми толщами с подчиненными прослоями глин. Мощность его 100—200 *м* и более. Этот водообильный комплекс с хорошей пресной водой широко распространен в юго-западной, предгорной, части бассейна; он играет очень большую роль в водоснабжении и в питании неогеновых и плиоценовых водоносных горизонтов бассейна. Воды древнеаллювиальных отложений грунтовые, а в глубоких горизонтах — артезианские.

Грунтовые воды в каспийских отложениях на востоке бассейна часто засолены. Их минерализация колеблется от 1 до 60 *г/л* и в прибрежной части Каспия достигает 70—90 *г/л*.

Заключение. В пределах Терско-Кумского артезианского бассейна можно выделить следующие гидрогеологические районы:

1-й район, не обеспеченный водой хорошего качества, — северная окраина бассейна, восточная часть Манычской депрессии;

2-й район — возможного использования среднемиоценовых и сарматских вод — западная окраина бассейна, восточный склон Ставропольского поднятия;

3-й район — возможного использования вод галечников предгорной наклонной равнины и неогеновых вод — юго-западная часть бассейна, Карабахская равнина;

4-й район — возможного использования плиоценовых и бакинских вод — центральная, южная и восточная части бассейна.

Бассейн построен асимметрично. Южное его крыло наиболее приподнято. Здесь расположены главные области питания водоносных комплексов бассейна, осуществляющегося преимущественно за счет перелива вод из Алханчуртского бассейна и со стороны северного склона Большого Кавказа. Западное крыло бассейна (восточный склон Ставропольского поднятия) приподнято на небольшую высоту и имеет второстепенное значение в питании водоносных горизонтов. Воды, поступающие с запада, менее удовлетворительны по качеству.

Северное крыло бассейна опущено и не имеет значения в питании водоносных горизонтов, за исключением ергенинской его части, хотя ее роль в питании вод бассейна также не велика. На востоке пласты погружаются ниже уровня Каспийского моря, и естественным восточным продолжением Терско-Кумского бассейна можно считать Красноводско-Мангышлакский артезианский бассейн в Средней Азии.

Движение артезианских вод в неогеновых и четвертичных отложениях, как это доказано С. А. Шагоянцем [1949], направлено со стороны Кавказа и Ставропольского поднятия на восток, к Каспийскому морю где и происходит основная разгрузка артезианских вод. Механизм разгрузки не выяснен. С. А. Шагоянц высказал интересную мысль о возможной разгрузке через вышележащую толщу относительно слабо проницаемых пород.

Основные водоносные горизонты Терско-Кумского бассейна приурочены к древнекаспийским и верхнеплиоценовым отложениям (рис. 7) Для них характерна отчетливо выраженная гидрохимическая зональ

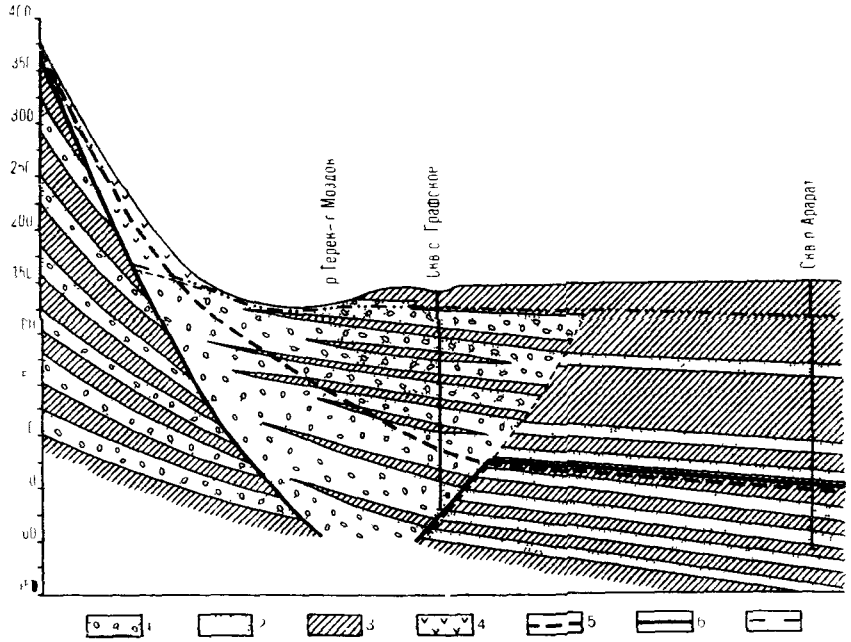


Рис.7. Схематический гидрогеологический профиль по Моздокскому меридиану
Составил С А. Шагоянц

1—песчано-галечные отложения, *2*—песок, *3*—глина, *4*—суглинок, *5* - кровля апшеронских отложений (до размыва их р. Тереком), *6*—подошва толщи четвертичных отложений, *7*—пьезометрический уровень древнекаспийского водоносного горизонта

ность, выражающаяся в смене пресных вод солоноватыми в направлении с запада на восток и в соответственном изменении состава вод от сульфатных и гидрокарбонатных — на западе, через ряд промежуточных типов, до хлоридных натриевых — на востоке, вблизи берегов Каспийского моря.

Гидрохимическая зональность, выявленная в Терско-Кумском бассейне, очень характерна для южной группы артезианских бассейнов СССР, сложенных сравнительно молодыми морскими осадочными толщами. Распределение вод различной минерализации и состава в этих бассейнах является, как это доказано С. А. Шагоянцем, следствием постепенного замещения первичных седиментационных хлоридных солоноватых и соленых древних морских вод пресными гидрокарбонатными кальциевыми или сульфатными кальциевыми, поступающими из областей питания. При этом между солеными и пресными водами помещается зона гидрокарбонатных натриевых (и другого состава) вод, образующихся в результате взаимодействия инфильтрационных кальциевых вод с морскими породами, которые после замещения древних морских хлоридных натриевых вод обычно богаты поглощенными ионами натрия. В результате катионного обмена в процессе продвижения к областям разгрузки происходит обогащение вод натрием.

ПРИКАСПИЙСКИЙ АРТЕЗИАНСКИЙ БАССЕЙН

Прикаспийский артезианский бассейн находится между Уралом на востоке, Мангышлаком — на юге и артезианскими бассейнами: Терско-Кумским — на юго-западе, Днепровско-Донецким и Сурско-Хоперским — на западе и Волго-Камским — на севере Поверхность Прикаспийской низменности плавно погружается на юг, опускаясь к Каспийскому морю В пределах бассейна находятся долины рр. Волги, Урала, Эмбы, имеющие в значительной мере транзитный характер. Кроме того, на севере бассейна располагаются рр. Большой и Малый Узени, Уил и некоторые другие

Засушливый степной и полупустынный климат неблагоприятен для питания подземных вод и обусловливает развитие процессов континентального засоления грунтовых вод В геологическом строении бассейна участвуют доживетские, девонские, каменноугольные, пермские, мезозойские и кайнозойские отложения Глубина залегания кристаллического ложа бассейна в южном направлении возрастает до 5 *км* и более.

Характерной особенностью бассейна является широкое развитие в его пределах солянокупольной тектоники, с которой связана миграция рассолов из палеозойского комплекса пород в вышележащие водоносные горизонты. Другой особенностью бассейна является молодой возраст его верхних артезианских горизонтов — неогеновых и четвертичных, покрывающих огромные площади в центральной части Прикаспийской низменности.

I водоносный комплекс — доживетских отложений (бавлинская свита) — имеет, по-видимому, широкое развитие в центральных частях бассейна. Представлен он на северной и северо-западной окраинах бассейна (где вскрыт глубокими скважинами) преимущественно глинистыми породами с подчиненными им песчаными разностями. Глубина залегания кровли I водоносного комплекса свыше 2000 *м*. Состав воды I водоносного комплекса изучался в Казанле — на правобережье р Волги. Проба воды, взятая в интервале глубин 2068—2158 *м*, по данным В. А. Кротовой [1956], характеризовалась хлоридным кальциево-натриевым составом

$$\frac{Cl\ 99{,}6\ SO_4\ 0{,}4}{(Na+K)69{,}78\ Ca21{,}18\ Mg9{,}24}.$$

II водоносный комплекс — девонских отложений — залегает на кристаллических докембрийских породах или на доживетских нижнепалеозойских и более древних образованиях (бавлинская свита) Он был вскрыт глубокими скважинами на северном и северо-западном крыле бассейна и в пограничных районах: в Байтугане (на юге Волго-Камского бассейна) на глубине 1876 *м*, в Сызрани (на окраине Волго-Камского бассейна) — 1501 *м*, в районе Саратовского правобережья Волги — 1303—1646 и 1895 *м* и в Иргиз-Чапаевском гидрогеологическом районе на глубине свыше 2500 *м*. Водоносный комплекс характеризуется значительной мощностью и представлен терригенными и карбонатными породами. Некоторые данные о составе подземных вод девонских отложений приведены в табл. 25.

Из табл. 25 видно, что в девонских отложениях северо-западной части бассейна залегают преимущественно рассолы хлоридного кальциево-натриевого состава. Рассолы эти характеризуются присутствием брома и (в сравнительно небольших количествах) йода. Производительность водоносного комплекса, судя по немногочисленным результатам опробования, небольшая. Дебиты скважин составляют 0,05—0,8 *л/сек* редко более (для терригенных фаций девона, которые считаются более водообильными, чем карбонатные); дебит скважин, вскрывших воды в карбонатных породах, не превышал 0,25 *л/сек* при больших понижениях.

Таблица 25

Химический состав подземных вод II водоносного комплекса—девонских отложений Прикаспийского артезианского бассейна

По В. А. Кротовой [1956]

Место и глубина отбора пробы, *м*	Минерализация, *мг-экв* в 100 *г*	Содержание ионов, % *экв*					
		HCO_3	SO_4	Cl	Ca	Mg	Na+K
Средний девон							
5-й гидрогеологический район[1], Красная Поляна, скв. № 1; 2599—2602	810,24	—	0,08	99,92	50,68	6,94	42,38
Пугачев, скв. № 7, 1731—1734	578,50	0,02	0,22	99,76	26,12	4,06	69,82
6-й гидрогеологический район, Казанла, скв 11, 1993—1998	659,72	0,02	0,22	99,76	23,96	9,68	66,36
Ириновка, скв 22, 1925—1935	644,28	0,06	0,12	99,82	29,36	11,0	39,64
Соколова гора, скв 97, 2081—2088	708,84	—	0,14	99,86	33,16	7,98	58,86
Верхний девон							
6-й гидрогеологический район—Саратовских дислокации, терригенные фации D_3, Елшанка, скв 105; 1702—1703	619,60	—	0,20	99,80	29,04	10,22	60 74
Соколова гора, скв 28, 1837—1860	646,44	0,06	0,02	99,92	29,20	10,58	60,22
Карбонатные фации D Казанла, скв 6, 862—883	560,98	0,12	0,88	99,00	21,16	9,92	68,92
Елшанка, скв 105, 1474—1480	587,74	—	0,28	99,72	30,90	10,30	58,8
Жирное, скв 2, 1358—1367	504,92	0,10	0,96	98,94	20,74	10,70	68,56
5-й гидрогеологический район, карбонатные фации района Пугачева, скв 8, 1350—1360	620,00	0,10	0,18	99,72	27,62	9,08	63,30

[1] Характеристика гидрогеологических районов дана в конце описания Прикаспийского бассейна.

III водоносный комплекс, приуроченный к отложениям карбона, пользуется широким распространением в Прикаспийском бассейне На крайнем юге его (примерно по линии Котельниковский — Астрахань и южнее) в пограничных с Терско-Кумским артезианским бассейном районах тип отложений карбона — донецкий Эти отложения смяты в складки и образуют фундамент бассейна. Они вскрыты на глубине 2475 *м* в Джанайской скважине (в 145 *км* на юго-запад от г. Астрахани) В Астраханской скважине фундамент бассейна залегает под нижнепермскими, также смятыми в складки, породами на глубине, превышающей 2300 *м* Севернее указанной линии отложения карбона, видимо, платформенного типа. Вскрыты они скважинами на севере и западе бассейна

Представлен III комплекс существенно карбонатными породами с угленосной терригенной толщей (верхи турне — нижняя часть визе) и глинистой толщей в известняках нижней части среднего карбона. Как правило, водоносный комплекс карбона залегает в бассейне на большой глубине (до 1000 *м* и более) и лишь в редких случаях выходит на поверхность (Пугачевский вал, *Саратовские дислокации*). Водоносность пород карбона изменяется в широких пределах; дебит вскрывших их скважин от 0,02 до 1,8 *л/сек*, преобладает дебит 0,5—1 *л/сек*.

Состав подземных вод каменноугольных отложений сильно изменяется Преобладают воды высокой минерализации — соленые и рассолы хлоридного натриевого и кальциево-натриевого состава. Лишь в районах неглубокого залегания пород карбона и там, где они выходят на поверхность, происходит значительное опреснение и соответственно изменение состава воды Например, в районе Саратовских поднятий в известняках среднего карбона на глубине 200 *м* залегают почти пресные воды с сухим остатком 1,1 *г/л* и содержанием иона хлора 69—77 *мг/л* В Соленом Овраге, в 13 *км* на юго-восток от с. Тепловки

в тех же горизонтах карбона, но в области погружения, минерализация воды 3,9 *г/л* при содержании хлора 1968 *мг/л* С увеличением глубины, в направлении к основанию водоносного комплекса, происходит возрастание минерализации. В том же, Тепловском, районе, но в нижнем карбоне, на глубине 335 *м* вскрыты рассолы с минерализацией 68,5 *г/л*, хлоридные кальциево-натриевые

Выступы отложении карбона в пределах Саратовских дислокаций рассматриваются как местные очаги питания подземных вод каменноугольных отложений. В противоположность этому выступы карбона на левобережье Волги, в районе Пугачевского вала, представляют собои не столько очаги питания, которые здесь имеют небольшое значение, сколько очаги разгрузки артезианских горизонтов карбона Подобно Жигулевскому, Пугачевское поднятие представляет большои интерес как один из важных очагов разгрузки артезианских водоносных горизонтов

В пределах Пугачевского поднятия, по р Большому Иргизу у с Чапаевки, выходят верхнекаменноугольные породы, с которыми связаны соленые источники с минерализациеи воды 21 *г/л*. Другая группа источников известна в нижнем течении р Кушума близ с Кушум, где минерализация воды еще более значительная (до 56—78 *г/л*) Отмечено проникновение в выступы карбона Пугачевских поднятий инфильтрационных пресных вод, что подтверждается наличием в приповерхностных слоях разреза слабо солоноватых вод с минерализацией 1,8 *г/л* [Коф, 1955].

Некоторое представление о разнообразии состава вод каменноугольных отложений в краевых частях Прикаспийского артезианского бассейна можно получить из табл 26

Таблица 26

Химический состав подземных вод III водоносного комплекса Прикаспийского артезианского бассейна

По В А. Кротовои [1956]

Место и глубина отбора пробы, *м*	Индекс водоносного горизонта	Минерализация, *мг-экв* на 100 *г*	Содержание ионов, % *экв*					
			HCO_3	SO_4	Cl	Ca	Mg	Na+K
Тепловка, скв 11 362—375	C_1	168,38	1,34	0,06	98,60	15,26	16,9	67,84
Тепловка, скв 11, 395—750	C_1	181,60	1,0	0,06	98,94	15,38	16,90	67,72
Тепловка, скв 9, 507—512	C_1	183,00	0,42	1,22	98 36	20 52	10,08	69,40
Пугачев, скв 29 1280—1288	C_1	751,98	0,04	0,16	99,80	20,96	6,66	72,38
Пугачев, скв. 9 839—844	C_2	401,82	0,02	0,40	99,58	16,10	5,50	78,40
Тепловка, скв 14 к, 132—143	C_2	79,04	0,8	4 56	94,64	21,80	15,70	62,50
Покровка, скв 11, 260	C_3	28,18	1,08	35,0	63,92	32,0	5,38	62,62

IV водоносный комплекс — пермских гипсоносных и соленосных, а также триасовых песчано-глинистых пестроцветных отложений — залегает глубоко и выходит на поверхность лишь на восточном и северном крыльях бассейна, а также в отдельных крупных соляных куполах. С соляными куполами связаны соленые озера: Индер, Эльтон, Баскунчак и др. — в центральной части бассейна; Доссор, Кос-Чагыл, Кара-Чунгул — в Эмбенском районе. Восходящие соленые источники приурочены или непосредственно к толще гипсов кунгурского яруса, или к участкам, где пермские отложения залегают неглубоко. Минерализация воды источников изменяется в широких пределах — от 23 до 217 *г/л* По составу вода хлоридная кальциево-натриевая Помимо источников, в ряде случаев, в частности на нефтепромыслах Макат и др , в Эмбенском районе известны скважины, вскрывшие в пермо-триасе рассолы. Интересно отметить относительно высокое значение хлор-бромного коэффициента (до 900).

По А Н Мазаровичу [1933], пермские отложения северного крыла Прикаспийского артезианского бассейна содержат комплекс невыдер-

жанных, непостоянных водоносных горизонтов разной водообильности, не поддающихся прослеживанию на значительных расстояниях. Приведем для примера формулу состава воды нижнепермских отложений из скважины Красной Поляны с глубины 194,5 *м* (пятый гидрогеологический район), по В. А. Кротовой [1956]:

$$M13{,}94\ \frac{мг\text{-}экв}{100\ г}\ \frac{SO_4 69{,}2\ Cl\ 25{,}9\ HCO_3 4{,}7}{Ca 50{,}2\ (Na+K) 31{,}2\ Mg 18{,}6}.$$

По мере погружения пермской толщи на юг под более молодые отложения происходит повышение минерализации и изменение состава вод, что достаточно хорошо прослежено Е. Е. Беляковой и А. В. Зуевым [1954] в смежном (на север) районе Сок-Кинельского междуречья.

Вдоль западного склона Урала и Мугоджар нижнепермские отложения выходят непосредственно на поверхность. Терригенные и карбонатные породы в приповерхностных слоях содержат пресные гидрокарбонатные и сульфатные воды, минерализация которых с глубиной возрастает, а состав соответственно изменяется до хлоридного [Распопов, 1957].

В основании нижнего триаса имеется выдержанный артезианский водоносный горизонт с водой, пригодной для эксплуатации; жесткость воды не свыше 3,5 *мг-экв*. Горизонт этот, по А. Н. Мазаровичу, имеет широкое распространение в пределах северного крыла бассейна до верховьев р. Самары (бузулукский водоносный горизонт).

Пермо-триасовые отложения прослеживаются также на восточном крыле бассейна, где они характеризуются неоднородной водообильностью; дебиты водопунктов изменяются от тысячных долей литра до 40 *л/сек*. Воды большей частью слабо солоноватые с преобладанием сульфатных. С погружением на запад под вышележащие юрские и меловые породы водоносный комплекс становится слабо водоносным с дебитами скважин не свыше 1,5 *л/сек;* вода становится соленой и рассольной [Распопов, 1957].

V водоносный комплекс — юрских отложений — широко развит. В Эмбенском гидрогеологическом районе он залегает преимущественно неглубоко от поверхности и представлен толщей нижне-, средне- и верхнеюрских пород общей мощностью 300—800 *м* и более. В основании комплекса залегает песчано-галечниковая свита мощностью 160 *м*, условно относимая к нижней юре. Выше лежит мощная среднеюрская толща чередующихся глин, песков, угля и сажистых образований. Пески мелко- и среднезернистые, иногда крупнозернистые образуют систему нефтеносных и водоносных горизонтов. Мощность пластов от 3 до 5, а изредка и до 300 *м*. *Общая мощность среднеюрской толщи* от 80 до 200 *м* на севере и до 350—500 *м* на юге.

Верхнеюрские отложения представлены песками с фосфоритами и в немногих местах известняками келловея и оксфорда. Мощность верхнеюрских пород от нескольких десятков до 260 *м*.

Воды юрских отложений главнейших нефтяных месторождений (Макат, Доссор, Кос-Чагыл и др.), начиная с верхних горизонтов юры, имеют высокую минерализацию, нарастающую с глубиной. В солевом составе этих вод преобладают ионы хлора и натрия, отмечается присутствие хлоридов магния и кальция, ничтожное содержание сульфатов. В небольшом количестве присутствуют I, B, K.

Необходимо подчеркнуть увеличение с глубиной отношения $\frac{Na}{Ca+Mg}$ и отношения $\frac{Na}{Cl}$ до 0,9 (а в отдельных случаях до 0,99). Хлор-бромный коэффициент с глубиной также увеличивается. Так, например, в месторождении Макат верхние водоносные горизонты характеризуются хлор-бромным коэффициентом, равным 760—859, тогда как нижние —976—

996. Содержание брома с глубиной возрастает, содержание сульфатов, наоборот, уменьшается.

Отмеченные особенности могут быть объяснены влиянием подстилающих мезозой пермских соленосных отложений, а также процессами растворения, выщелачивания солей и биохимической переработки вод. В формировании вод нефтяных месторождений Эмбы существенную роль играют восходящие воды, растворяющие соляные залежи и выщелачивающие соленосные породы перми.

В направлении на восток, к окраинам артезианского бассейна, отмечается уменьшение минерализации вод. Так, в полосе Предуральского прогиба, где юрский водоносный комплекс залегает под более молодыми отложениями, минерализация его вод уменьшается до 10 *г/л* и менее при преобладании хлоридных вод. Еще далее на восток в пределах восточного склона Предуральского прогиба и на самой окраине бассейна юрские пески и галечники характеризуются значительной водообильностью (дебиты водопунктов 1—10 *л/сек*), минерализация воды уменьшается до 1 *г/л* и менее, состав гидрокарбонатный и сульфатный. Еще далее на восток, в Орском межгорном артезианском бассейне юрские песчано-глинистые отложения с галечниками и конгломератами в основании общей мощностью до 100 *м* характеризуются дебитом водопунктов в 0,5—8 *л/сек*. Воды пресные, но местами солоноватые [Распопов, 1957].

В районе Общего Сырта юрские воды известны в нижневолжском ярусе. Водоносность отложений небольшая. На границе келловея и бата находится водоносный горизонт с хорошей водой, но сильно дренированный. Хорошая вода приурочена также к среднеюрским пескам в зоне интенсивного водообмена. Имеются также сведения о наличии пресных вод в песках и песчаниках, залегающих среди глин в Илекском районе. Местами встречаются и горько-соленые воды.

В центральных частях бассейна юрский водоносный комплекс характеризуется песчано-глинистым составом, залегает на большой глубине, слабо водоносен и содержит соленые воды и рассолы. Так, например, крепкие рассолы вскрыты на глубине свыше 700 *м* в пределах Нижней Волги. Минерализация их 109 *г/л*; состав хлоридный кальциево-натриевый. С глубиной концентрация солей возрастает в несколько раз. Крепкие рассолы в средней юре были вскрыты в Новоузенском районе, на севере центральной части Прикаспийского бассейна, в пределах глубин 2949—2954 и 2851—2868 *м*. Состав этих вод следующий [Кротова, 1956]:

$$M824{,}8\,\frac{мг\text{-}экв}{100\ г}\ \frac{Cl\,99{,}8\ SO_4\,0{,}2}{(Na+K)81{,}7\ Ca12{,}6\ Mg5{,}7}\ Br391{,}5\ ;\ I\ 1{,}3\ .$$

Состав газов новоузенских юрских рассолов метаново-азотный. Дебит скважин более 0,5 *л/сек*.

На северо-западном крыле бассейна на правом берегу р. Волги, в Тепловке, воды юрских отложений слабо минерализованы; их состав:

$$M4{,}96\,\frac{мг\text{-}экв}{100\ г}\ \frac{Cl\,44{,}3\ SO_4 33.5\ HCO_3 22{,}2}{(Na+K)74{,}6\ Ca15{,}3\ Mg5{,}1}\ .$$

Более высокой оказалась минерализация вод юрских отложений, вскрытых скважиной на Соколовой горе в районе Саратова. Состав этой воды:

$$M37{,}12\,\frac{мг\text{-}экв}{100\ г}\ \frac{Cl94\,5\ SO_4 3{,}4\ HCO_3 2{,}1}{(Na+K)77{,}8\ Ca11{,}8\ Mg10{,}4}\ .$$

Из приведенных примеров видно, что с погружением юрского комплекса (от северо-западной окраины на юго-восток) минерализация и состав воды изменяются; сильно возрастает количество растворенных в воде минеральных веществ, воды из сульфатно-хлоридных кальциево-натрие-

вых переходят в хлоридные (кальциево)-натриевые и, наконец, в крепкие рассолы.

IV водоносный комплекс — меловых отложений — распространен вблизи поверхности на восточном (эмбенском), северном и западном крыльях бассейна. Он глубоко залегает в центральных частях бассейна.

На восточной окраине, вдоль Чушкакульских гор располагается вытянутый в меридиональном направлении, приуроченный к синклинальной складке Донгустаузский артезианский бассейн второго порядка. Артезианские воды вскрыты в этом бассейне буровыми скважинами на глубинах 100—140 *м* в альб-сеноманском водоносном горизонте, представленном песками. Дебит скважин при самоизливе 2—12 *л/сек,* а в отдельных случаях достигает 25 *л/сек.* Вода солоноватая с минерализацией до 3—4 *г/л,* вполне пригодная для водопоя скота [Чаповский, 1957].

Нижние горизонты меловых отложений (неоком и апт) Эмбенского района сложены преимущественно глинистыми осадками и частью слабо водоносными мелкозернистыми песками. В отложениях альба и сеномана общей мощностью до 300 *м* имеется несколько водоносных слоев песков, в которых заключены обильные ресурсы пресных питьевых вод. В бассейнах рр. Эмбы и Уила воды альб-сеноманских песков выходят на поверхность в виде источников и вскрыты многочисленными колодцами и скважинами.

Наряду с широко распространенными пресными гидрокарбонатными водами отдельными полями, приуроченными к куполам, встречаются хлоридные воды (от солоноватых до рассолов). Происхождение их связано, вероятно, с проникновением в альб-сеноманскую толщу восходящих высокоминерализованных вод из более глубоких водоносных горизонтов. Этой миграции рассолов с глубины благоприятствуют сбросовые и другие нарушения на участке куполов.

В вышележащих песчаниках нижнего сенона (сантон) заключен непостоянный водоносный горизонт, выходы которого в окрестностях горы Темира питают довольно обильные источники пресной воды. В верхнем сеноне (кампан — маастрихт) обильный водоносный горизонт приурочен к толще трещиноватого мела, подстилаемого кампанскими глинами. Девонские воды по составу разделяются на гидрокарбонатные и сульфатные. В последних отмечается повышенное содержание хлоридов.

Солянокупольная тектоника придает своеобразие гидрогеологическим условиям Эмбенского района. В межкупольных пространствах перечисленные водоносные горизонты погружаются на более или менее значительную глубину, образуя своеобразную артезианскую систему, среди которой расположены купола и брахиантиклинали. Водоносные слои в куполах и брахиантиклиналях выходят на поверхность. Здесь-то и образуются местные очаги питания или разгрузки водоносных горизонтов, что зависит от гипсометрического положения мест выходов. Участки высоко приподнятые являются местами питания водоносных горизонтов, а участки, наиболее глубоко прорезанные реками, нередко служат местами выхода восходящих источников.

В Илекском гидрогеологическом районе, на северо-восточном крыле бассейна (Актюбинский и Кадагачский административные районы), на месте соляных куполов и брахиантиклиналей развиты дизъюнктивные мульды, возникшие на участках диапировых соляных ядер брахиантиклиналей в результате проседаний (в связи с выносом солей). С гидрогеологической точки зрения дизъюнктивные мульды представляют особые формы малых артезианских бассейнов третьего порядка.

Один из таких бассейнов описан А. Л. Яншиным вблизи г. Ново-Украинского, к западу от р. Илека. Здесь выделяются водоносные пески альбского, туронского и сантонского возраста, образующие одну водоносную толщу, и, отделенный от них глинами кампана, верхний водо-

носный горизонт, приуроченный к белому писчему мелу маастрихтского яруса в центральной части мульды. Нижняя водоносная толща имеет повсеместное распространение, но на водоразделах она в той или иной мере дренирована. В пределах же мульды нижняя толща полностью насыщена водой и образует миниатюрный артезианский бассейн третьего порядка. На восточном крыле мульды, вскрытом балками, впадающими в р. Илек, имеются источники с суммарным дебитом до 22 *л/сек*. Питание эти источники получают из описанной артезианской мульды. В Илекском районе имеется несколько артезианских мульд, подобных Ново-Украинской, как, например, Кандагачская. Размеры артезианских мульд небольшие: 3—5 *км* в ширину и до 20 *км* в длину.

Нижнемеловые отложения Общесыртского района на севере залегают на ограниченных участках среди сплошного поля юры и триаса. В южной части Общего Сырта нижний мел имеет сплошное распространение, но представлен преимущественно глинистыми породами. В тонких песчаных прослоях среди глин заключена пресная и солоноватая вода, питающая источники с небольшим дебитом. В отдельных случаях минерализация воды достигает 12 *г/л* и более [Каменский, 1927; Семихатов, 1934].

Важное значение здесь приобретает сенонская мергельно-меловая толща мощностью до 150—200 *м*. Она является главным водоносным горизонтом района. Немногочисленные пресные источники этого горизонта характеризуются значительным дебитом — до 10—30 *л/сек* и более. В межкупольных понижениях сенонский водоносный горизонт погружается под более молодые — третичные отложения и из грунтового превращается в артезианский. Вместе с этим возрастает минерализация воды. В таких случаях наряду с пресными водами на окраинах Общего Сырта скважинами вскрываются воды с минерализацией до 1—1,4 *г/л* и более; содержание иона хлора до 0,3—0,5 *г/л*.

На западном крыле артезианского бассейна меловые отложения выходят на поверхность по правобережью р. Волги неширокой полосой, расположенной в пределах восточного склона Саратовских и Доно-Медведицких поднятий. Наиболее водоносными являются сеноманские пески мощностью до 30—40 *м*. В районе Саратова сеноманский водоносный горизонт питает источники мягкой питьевой водой, которая широко используется для водоснабжения путем устройства каптажных сооружений. Некоторое представление о составе вод нижнемеловых отложений района Саратова дает анализ воды из скважин в Песковатке, к юго-западу от Саратова [Кротова, 1956].

$$M3{,}4\ \frac{мг\text{-}экв}{100\ г}\ \frac{SO_4 63{,}9\ HCO_3 20{,}8\ Cl\ 15{,}3}{Ca 42\ 5\ Mg 32{,}9 (Na+K) 24{,}6}.$$

К северо-западу от Саратова, в Хлебновке, вода нижнемеловых отложений имеет следующий состав [Кротова, 1956]:

$$M8{,}9\ \frac{мг\text{-}экв}{100\ г}\ \frac{SO_4 61.4\ Cl\ 29\ 6\ HCO_3 9{,}0}{(Na+K) 50{,}6\ Ca 29\ 1\ Mg 20{,}3}.$$

Наряду с сульфатными водами в том же гидрогеологическом районе имеются гидрокарбонатные воды (Гусиха) следующего состава [Кротова, 1956]

$$M1{,}5\ \frac{мг\text{-}экв}{100\ г}\ \frac{HCO_3 60{,}7\ SO_4 28{,}4\ Cl\ 10{,}7}{Ca 57{,}4\ Mg 25{,}1 (Na+K) 17{,}5}$$

Пресные воды меловых отложений правобережья р. Волги от области питания мигрируют в восточном направлении и вскрыты местами в меловых песках левобережья р. Волги на значительной глубине. Например, такие воды обнаружены в Сталинградском Заволжье, в Иловатском

и Николаевском районах. Здесь они приурочены к сеноманским кварцево-глауконитовым пескам с линзами песчаников; мощность песков 70 *м* (залегают на глубине 250—300 *м* от поверхности). Километров в пятнадцати к востоку от р. Волги на глубине 280—350 *м* в рассматриваемом районе происходит замещение сеноманских песков глинами. В районе с. Красный Яр (между с. Николаевским и Саратовым) водоносные сеноманские пески вскрыты по левому берегу р. Волги на глубине 100—200 *м*, к востоку от села — на глубине 170—250 *м*. Дебиты скважин составляют 0,01—0,1 *л/сек*. Минерализация воды возрастает с запада на восток и составляет для Николаевского участка от 0,99 до 1,64 *г/л* при жесткости 8 *мг-экв*. По мере погружения меловых отложений к центральной части бассейна минерализация воды увеличивается. В Астрахани мергельно-меловая толща верхнего мела вскрыта на глубине от 632 до 883 *м* непосредственно под верхним неогеном (акчагыльский ярус).

VII водоносный комплекс — палеогеновых отложений — довольно широко развит на восточной, северной и западной окраинах бассейна (залегает вблизи поверхности). На восточном крыле бассейна в отложениях палеогена имеются слабо водоносные горизонты обычно солоноватой или соленой воды [Терлецкий, 1932].

Палеогеновые отложения Общего Сырта, по Г. Н. Каменскому, характеризуются наличием в основании их разреза постоянного водоносного горизонта, приуроченного к опокам и песчаникам сызранского яруса (нижний палеоцен). В сызранском горизонте на водоразделах залегают грунтовые воды; в местах погружения слоев, между брахиантиклиналями, горизонт превращается в артезианский; отмечается высокое качество его воды, минерализация которой не свыше 0,3 *г/л*, а жесткость порядка 2 *мг-экв*. Дебит источников, питаемых этим водоносным горизонтом, до 10—20 *л/сек*.

Выше залегают водоносные саратовские (верхний палеоцен) кварцевые пески и песчаники, в которых содержатся слабо минерализованные воды. Так, в одном источнике балки Ермоличевой вода имеет сухой остаток всего лишь 120 *мг/л*, что является редким случаем для такой засушливой области, как южная часть Общего Сырта. Вместе с тем подтверждается большое значение литологического состава водовмещающих пород в зоне интенсивного водообмена в формировании состава вод.

На западном крыле бассейна количество водоносных горизонтов палеогена возрастает к югу (от района Саратова) вместе с увеличением мощности отложений. В Саратове распространен водоносный горизонт нижнесызранских опок, воды которого питают более или менее обильные пресные источники. Южнее Саратова сызранский водоносный горизонт погружается ниже уровня Волги и приобретает напорный характер. В районе Сталинграда распространены более высокие водоносные горизонты палеогена, в том числе бучакские слои, представленные песчаниками и глауконитовыми песками, залегающими на аргиллитах и перекрытые толщей майкопских глин (олигоцен). На Волго-Донском междуречье в песчаниках и глауконитовых песках палеогена, дренируемых здесь балками и оврагами, вода пресная.

Пески царицынского яруса содержат здесь пресные воды, тогда как в нижнем водоносном горизонте песков (пролейских) обнаружена солоноватая, хлоридная кальциево-натриевая вода с минерализацией в 3—5 *г/л*. Артезианские воды в саратовских слоях здесь солоноватые и соленые.

На юг от Сталинграда минерализация палеогеновых вод, по-видимому, быстро возрастает в связи с погружением водоносных горизонтов под толщу майкопских глин. Мощность этих глин на южной границе бассейна, у Степного, несколько сот метров. Скважина в Степном до глубины 700 *м* встретила лишь соленую воду

В пределах Прикаспийской низменности палеогеновые отложения погружаются на значительную глубину под более молодые. О водоносности палеогена в этом районе сведений не имеется. Для Новоузенской, Эльтона, Ново-Казанки отмечено преобладание палеогеновых глин.

VIII водоносный комплекс — плиоценовых преимущественно песчано-глинистых отложений — широко развит в Волго-Уральском районе и на более ограниченных площадях, в депрессиях и древних долинах, — на окраинах бассейна. В Эмбенском районе в пределах Подуральского плато известны пресные воды в акчагыльских отложениях.

В районе Общего Сырта — в бассейне р. Деркула, в акчагыльских отложениях вскрыто три водоносных горизонта со слабо солоноватой водой. На водоразделе к югу от р. Деркула в акчагыльских отложениях скважиной вскрыта вода сильно солоноватая с минерализацией 8,8 *г/л*. На северном склоне юго-западного отрога Общего Сырта (Иргизская мульда), в бассейне р. Камелика (приток Большого Иргиза), у с. Ново-Ивановки на глубине до 68 *м* вскрыты пресные артезианские воды (минерализация воды 0,88 *г/л*), переливающиеся с очень маленьким дебитом (*доли литра* в секунду).

В пределах Прикаспийской низменности акчагыльские воды вскрыты скважинами в ряде точек (Гайсин, Астрахань и др.); во всех этих скважинах вода оказалась солоноватой или соленой. Так, в с. Кашкентайчай на глубине 218—219 *м* получена вода с содержанием хлора в 2,9 *г/л*. Отложения апшерона, покрывающие в пределах Прикаспийской низменности акчагыльские, тоже содержат солоноватые или соленые воды.

Южнее Самарской Луки, в Заволжье, до р. Еруслана распространены сыртовые отложения. Верхняя часть их сложена преимущественно глинами вверху желто-бурыми, а ниже бурыми и красно-бурыми. Эта толща мощностью до 50 *м* почти лишена грунтовых вод.

Ниже лежит толща песков, содержащая воды пестрые по составу и преимущественно соленые. Условия для водоснабжения в сыртовом районе Заволжья неблагоприятны ввиду малого количества пресных грунтовых вод и отсутствия их на значительной части района. Главными источниками водоснабжения здесь являются пруды, устраиваемые в многочисленных балках. Ближе к Волге водоносность сыртовых толщ улучшается в связи с увеличением количества песчаных слоев.

IX водоносный комплекс — древнекаспийских отложений — содержит несколько водоносных горизонтов, в том числе грунтовые воды. В основании бакинского яруса залегают пески, которые образуют вместе с апшеронскими песчаными отложениями единый бакинско-апшеронский артезианский водоносный горизонт солоноватых или соленых вод. Хазарский водоносный горизонт, обычно сложенный мелкозернистыми песками, отделяется от нижележащего бакинского-апшеронского водоупорными бакинскими глинами. Хазарский водоносный горизонт наиболее широко распространен в Прикаспийской низменности.

Песчано-глинистые отложения хвалынского яруса, покрывающие хазарский водоносный горизонт, не являются сплошной и вполне водоупорной кровлей. Поэтому существует связь между грунтовыми водами хвалынских отложений и хазарским водоносным горизонтом. Минерализация вод хазарского водоносного горизонта различна. В одних участках низменности преобладают пресные воды, в других — солоноватые или соленые. Широко используются воды хазарских отложений вдоль рр. Урала и Кушума, где пески отличаются относительно повышенной водопроводимостью, а воды в них опресняются во время паводков за счет инфильтрации речных вод.

В степи между Волгой и Уралом имеется большое количество колодцев с пресной, солоноватой или соленой водой, причем колодцы с пресной водой обычно расположены в лиманах или по протокам. К хвалынскому ярусу мелкозернистых песков, супесей, суглинков приурочены грунтовые

воды; глубина их залегания от поверхности 1—8 *м*. В ряде мест грунтовые воды хвалынских слоев гидравлически связаны с хазарским водоносным горизонтом. В северной части низменности они отделены от хазарского горизонта слоем ательских суглинков.

Распределение соленых, солоноватых и пресных вод в хазарском и хвалынском водоносных горизонтах чрезвычайно неравномерно (пестро) и типично для подземных вод засушливых районов. Наиболее опресненными являются участки поднятий, полосы вдоль крупных рек, проток, долин, несущих потоки пресных паводковых вод. Следует также отметить наличие местами пресных вод в аллювиальных отложениях и плоских шлейфах, а на юге — в эоловых песках.

Заключение. В пределах Прикаспийского бассейна широко развиты молодые водоносные горизонты — четвертичные и плиоценовые. Наиболее обеспечены подземными водами, пригодными для водоснабжения, северо-восточные, северные и северо-западные окраины этого бассейна.

Для юрского, мелового и кайнозойских водоносных комплексов в целом характерно изменение состава, состояния и водных свойств пород, а также состава заключенных в них подземных вод от краевых частей артезианского бассейна к его центральным частям. Песчаные породы в направлении к центральным частям сменяются глинистыми, водообильность пород уменьшается, грунтовые воды сменяются артезианскими, пресные воды — солоноватыми, солеными и рассолами, гидрокарбонатные воды краевых частей бассейна сменяются хлоридными в его центральных частях.

В бассейне наблюдается достаточно отчетливо возрастание минерализации вод с глубиной. Вместе с тем наличие многочисленных куполов, вскрытых или залегающих под покровом неогеновых и четвертичных отложений, часто нарушает общий гидрохимический фон бассейна, способствуя появлению «пятен» рассолов в грунтовых водах и даже на поверхности. Климатические условия на большей части территории бассейна благоприятны для развития явлений континентального засоления, роль которого усиливается на юге. Здесь в прибрежной полосе Каспия рассольные грунтовые воды имеют исключительно широкое распространение.

В пределах Прикаспийского артезианского бассейна намечаются семь гидрогеологических районов.

1-й — Центральный гидрогеологический район занимает часть Прикаспийской впадины, расположен к востоку от Ергени до р. Урала. В этом районе развиты четвертичные и верхнеплиоценовые морские отложения, залегающие на мощном комплексе мезо-кайнозойских и палеозойских пород. Район развития куполов, обычно скрытых под мезо-кайнозойским покровом.

2-й — Эмбенский гидрогеологический район. Занимает восточное крыло бассейна с преимущественным развитием вблизи поверхности мезозойских отложений. Район открытых куполов.

3-й — Илекский гидрогеологический район. Охватывает северо-восточное крыло бассейна — район артезианских мульд.

4-й — Общесыртский гидрогеологический район. Расположен на северном крыле бассейна, сложенном пермскими, мезозойскими, а на юге — и палеогеновыми отложениями. Район куполов и брахиантиклиналей Общего Сырта.

5-й — Иргиз-Чапаевский гидрогеологический район. Находится на северо-западной окраине (пограничный с Волго-Камским бассейном); район развития сыртовых глин левобережья р. Волги. Он разделяется так называемым Пугачевским валом на Иргизскую мульду на востоке и Заволжскую мульду — на западе.

6-й — гидрогеологический район Саратовского и Сталинградского Поволжья. Район развития меловых и третичных водоносных горизонтов. Северная часть западного крыла бассейна.

7-й — Ергенинский восточный гидрогеологический район. Охватывает восточный склон Ергенинской возвышенности. Южная часть западного крыла бассейна.

Грунтовые воды Прикаспийской низменности. Химический состав грунтовых вод Прикаспийской низменности сформировался под влиянием сложной последовательности процессов, происходивших вследствие смены морского режима в период древнекаспийских трансгрессий континентальным засушливым режимом. В условиях последнего и сейчас протекают здесь процессы формирования грунтовых вод. Направление этих процессов со времени отступания моря (хвалынского) определялось развитием освобождающейся суши [Каменский, 1949] и в настоящее время тесно увязано с рельефом Прикаспийской низменности. Формы рельефа в условиях засушливого климата создают различные сочетания элементов водного и солевого баланса. Приведем примеры создающихся при этом характерных типов гидрохимического режима, показывающие сложную расчлененность Каспийской впадины, в которой мы имеем различные сочетания участков засоления и рассоления.

I. Гидрохимический режим, свойственный дренированным участкам с более или менее глубоким залеганием грунтовых вод (более 3—4 *м*).

Приходную часть водного баланса здесь составляют атмосферные воды, а расходную — воды, расходящиеся на поверхностный и подземный сток и испарение. Последнее здесь происходит главным образом из почвы и не затрагивает грунтовых вод ввиду их относительно большой глубины, превышающей критическую, или же затрагивает их в очень малой степени.

В соответствии с этим приходная часть солевого баланса составляется здесь лишь из притока солей из атмосферы. Расходная же часть солевого баланса представлена выносом солей через поверхностный и подземный сток и явно преобладает над приходной, что в итоге дает рассоление дренированных участков.

II. Гидрохимический режим, свойственный бессточным пониженным участкам разливов и крупных лиманов с неглубоко залегающими грунтовыми водами (менее 3—4 *м*).

На этих участках большое значение в водном питании, помимо атмосферных осадков, принадлежит речным водам, или водам поверхностного стока, скопляющимся в пониженных местах. Расходная же часть водного баланса представлена только испарением.

В солевом балансе бессточных участков приходная часть имеет значительные размеры, так как речные воды и воды, стекающие с поверхности, несут с собой большое количество растворенных солей (эти воды в условиях засушливых равнин имеют повышенную минерализацию и нередко являются солеными). Здесь водный баланс характеризуется равновесием между стоком и испарением. Так как расходование воды в бессточных областях в условиях засушливого климата происходит только путем испарения, то расход солей почти равен нулю. В итоге создается характерный гидрохимический режим, который может именоваться как режим засоления, проявляющийся в аккумуляции солей и нарастании концентрации соленых грунтовых вод. Формирование последних в условиях повышения минерализации и взаимодействия с глинистыми породами и почвами приводит к характерному составу вод хлоридных магниево-натриевых и хлоридных кальциево-натриевых

III. Гидрохимический режим равнинных площадей, лишенных естественного дренажа и не имеющих притока поверхностных вод со стороны.

Эти площади водное питание получают только за счет атмосферных осадков, которые затем вновь расходуются на испарение, так как поверхностный и подземный стоки здесь развиты слабо и действуют лишь на небольших участках внутри района.

Водный баланс описываемых степных равнин в общем характеризуется равновесием между атмосферными осадками и испарением; такое же равновесие здесь должно быть и в солевом балансе. Однако высказанные положения строго справедливы лишь для совершенно ровных, лишенных даже внутреннего стока, участков.

В действительности же, удаленные от рек, ровные степные пространства Прикаспийской низменности при общем равнинном рельефе расчленены многочисленными элементами мезо- и микрорельефа: лиманами, западинами, степными блюдцами и повышениями между ними. Эта расчлененность рельефа создает соответствующую неоднородность территории в отношении водного питания, стока и гидрохимического режима.

В связи с отмеченными неровностями рельефа степные недренированные равнины Прикаспийской низменности большей частью имеют сложный комплексный характер гидрохимического режима, так же как и состав почв и растительности.

ГРУНТОВЫЕ ВОДЫ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Общие закономерности распределения грунтовых вод. Формирование грунтовых вод в зависимости от влияния климатических условий приводит к зональному их распределению на обширной территории Русской равнины, осложняемому местными особенностями геологического строения и рельефа поверхности.

Среди грунтовых вод по химическому составу выделяются две основные зоны: 1) зона пресных грунтовых вод (грунтовых вод выщелачивания), состав которых в условиях относительно влажного климата формируется в результате выщелачивания горных пород и других форм взаимодействия с последними; 2) зона грунтовых вод континентального засоления, формирующихся в условиях сухого теплого климата. Первая зона занимает север и бо́льшую, среднюю, часть Русской равнины, т. е географические зоны тундры, леса, лесостепи и частично степи. Вторая — южные части сухой степи, полупустыни и пустынные площади Прикаспия

На крайнем севере Русской равнины, в тундре, наблюдаются участки развития многолетней («вечной») мерзлоты — мерзлой зоны, где грунтовые воды, образуя надмерзлотный водоносный горизонт, обладают соответствующими чертами режима.

В тундре и в следующей к югу лесной зоне грунтовые воды обладают малой минерализацией гидрокарбонатного типа и в болотных массивах богаты органическими веществами. На северо-западе, в районе Кольского полуострова и в Карелии распространены грунтовые воды очень малой минерализации (весьма пресные) с сухим остатком менее 100 *мг/л* и даже менее 50 *мг/л*, с преобладанием гидрокарбонатов. Южней, в лесостепной и степной зонах, грунтовые воды приобретают несколько повышенную минерализацию. Здесь часто встречаются довольно жесткие воды и в отдельных участках сульфатные и даже хлоридно-сульфатные с сухим остатком до 1 *г/л* и более.

Наконец, на равнинах сухих степей и полупустынь юга и юго-востока Русской равнины располагается зона грунтовых вод высокой минерализации сульфатного и хлоридного состава с участками пресных гидрокарбонатных вод, что создает в целом пеструю картину различно минерализованных вод от соленых до пресных, по составу хлоридных, сульфатных и гидрокарбонатных. Такое распределение грунтовых вод по степени их минерализации выражает лишь общую закономерность, которая осложняется местными геологическими условиями и лишь в сочетании с последними составляет реальную основу для познания грунтовых вод конкретных районов

Распределение грунтовых вод зависит в большой степени от строения послетретичного покрова. В этом отношении Русская равнина мо-

жет быть подразделена на две большие области: область ледниковых отложений, покрывающих на большей части площади более древние (дочетвертичные) отложения сплошным покровом, и область внеледниковую, в пределах которой четвертичные отложения развиты неравномерно и наибольшую мощность имеют в пределах речных долин; на участках долин грунтовые воды приурочены к аллювиальным и древнеаллювиальным отложениям, в междуречных массивах — к породам различного возраста.

Особую область составляют площади развития четвертичных морских трансгрессий (Прикаспийская низменность и древние морские террасы берегов Черного, Азовского и других морей), где грунтовые воды заключены в молодых морских осадочных образованиях и где в формировании грунтовых вод существенная роль принадлежит водам морского происхождения. При этом надо отметить также для последних областей на юге и юго-востоке сочетание процессов морского осадочного цикла с процессами континентального засоления, развивающихся в условиях засушливого климата на равнинах, освобожденных сравнительно недавно от моря.

Районы грунтовых вод областей развития ледниковых отложений

В области развития ледниковых образований Л. П. Нелюбов выделил несколько районов, различающихся строением ледниковых отложений и их водоносностью.

1. Район неглубоких грунтовых вод в маломощных отложениях на площади преимущественного ледникового сноса в пределах Балтийского кристаллического массива; грунтовые воды здесь заключены в моренных и флювиогляциальных образованиях, залегающих на кристаллических породах.

2. Район надморенных неглубоких вод одноморенного ледникового комплекса севера с межпластовыми водами в погребенных впадинах доледникового рельефа.

3. Район развития межморенных и подморенных, обычно напорных вод с участками сложного залегания водоносных толщ (полоса конечных морен). Это район развития наиболее мощных ледниковых отложений, включающих два или три горизонта моренных отложений и флювиогляциальные надморенные, межморенные и подморенные песчаные, валунно-песчаные и валунные образования. Последние нередко содержат обильные запасы грунтовых вод хорошего качества, иногда приобретающих артезианский характер. Особый тип водоносности представляют собой участки конечно-моренных образований, отличающихся пестротой залегания грунтовых вод.

4. Район грунтовых вод южного одноморенного комплекса максимального оледенения, располагающийся в центральных и северо-восточных частях Русской равнины (часть бассейнов Оки, Верхнего Дона, Цны, Мокши, Ветлуги и Вятки). Речная сеть в этом районе глубоко врезана в коренные породы и расчленяет ледниковые толщи, занимающие междуречья. Водоносные горизонты на междуречьях сильно дренированы и по водообильности уступают грунтовым водам аллювиальных отложений в речных долинах и грунтовым водам коренных пород.

5. Район преимущественного развития грунтовых вод аллювиальных отложений в пределах Донского и Днепровского языков максимального оледенения. Северные части последних характеризуются мощным развитием песчаных древнеаллювиальных отложений Окско-Волжского бассейна и Днепровского Полесья, богатых мощными потоками неглубоких грунтовых вод. Значительные ресурсы грунтовых вод содержатся также в древнеаллювиальных террасах Дона и Днепра. В этом районе следует выделить так называемую Доно-Воронежскую депрессию, включающую участки древнего дочетвертичного размыва, выполненные континенталь-

ными плиоценовыми и четвертичными песчано-глинистыми отложениями. Водоносные слои Доно-Воронежской депрессии, по данным А. А. Дубянского [1939], содержат обильные запасы подземных вод, частью напорных, хорошего питьевого качества с дебитом водопунктов до 10 *м*³/*час*.

Районы грунтовых вод внеледниковых областей

За пределами области распространения ледниковых отложений горизонты грунтовых вод приурочены, как уже было сказано, к различным породам, слагающим междуречные массивы. Положение горизонтов грунтовых вод, их качество и количество весьма разнообразны в связи с разнообразием коренных пород, выходящих на поверхность, о чем некоторое представление дает описание артезианских бассейнов Русской платформы. Следует упомянуть о районах развития четвертичных отложений, покрывающих мощным покровом коренные породы. Один из таких районов расположен в Заволжье (в пределах Татарской АССР) вплоть до Самарской Луки. Здесь наряду с четвертичными отложениями распространены также более древние континентальные отложения плиоценового возраста, выполняющие глубокие древние долины. Эти отложения представлены чередующимися слоями глин, песков и гравия. В песках и гравии содержатся непостоянные водоносные горизонты, которые используются с помощью буровых скважин; глубина скважин иногда превышает 100 *м*.

ТИМАН

Тиманский кряж, сложенный палеозойскими породами, отделяет Северо-Двинский бассейн от Печорского и тем самым разделяет два бассейна стока поверхностных и подземных вод: на запад — Мезенский и на восток — Печорский. В состав этой гидрогеологической области входит Тиманский кряж и Канин Камень. Тиман представляет собой возвышенность, состоящую из ряда плоских гряд общей высотой 175—200 *м* (200—350 *м* абс. высоты). Наивысшая отметка 463 *м* (гора Четласский Камень). Тиманский гидрогеологический массив расположен в достаточно влажной зоне, и питание поверхностных и подземных вод здесь осуществляется преимущественно за счет атмосферных осадков. На северо-западе Тимана развита островная многолетняя мерзлота, не имеющая, впрочем, большого значения для гидрогеологической характеристики области.

В геологическом строении фундамента Тимана участвуют древние серицитовые, биотитовые и другие метаморфические сланцы[1], на которых залегают палеозойские отложения: известняки и доломиты, а также сланцы, сиениты, габброидные породы, карбонатные силурийские породы, девонские песчаники, глинистые сланцы и глины, мергели, известняки и пестроцветные глины с прослоями гипса и покрывающими их карбонатными породами, известняки карбона, карбонатная и красноцветная толща пермских отложений. Пермские породы развиты по преимуществу на западном склоне и в южной части Тимана.

В тектоническом отношении Тиман представляет крупное сложное поднятие, в своде которого залегают интенсивно смятые древние образования, местами выходящие на поверхность. Вышележащий комплекс палеозойских отложений смят в пологие антиклинальные и куполовидные складки, местами осложненные флексуроподобными нарушениями и вторичными мелкими складками.

Можно отметить следующие основные особенности гидрогеологии Тимана. Трещинные пресные воды изверженных пород имеют подчинен-

[1] Рифейские (по Н. С. Шатскому). (*Прим. ред.*)

ное значение и ограниченное распространение (на севере). Пресные пластово-трещинные воды древнейших метаморфических сланцев приурочены к участкам выхода этих пород на поверхность на Северном Тимане и в западной части Среднего Тимана. Водоносность пород невелика. Качество вод хорошее (малая минерализация, гидрокарбонатный состав). Сланцы слагают наиболее высокие возвышенности, откуда пресные воды стекают в прилегающие палеозойские толщи. В областях погружения метаморфических сланцев под палеозойский покров состав вод сланцевых толщ ухудшается. Они переходят в соленые воды или даже в рассолы хлоридного натриевого состава, как это показали анализы из буровых скважин в бассейне р. Ухты. Дебиты скважин, вскрывших метаморфические сланцы, составляют 0,5—4 *л/сек* [Кротова, 1948].

Наибольший интерес в гидрогеологическом отношении представляют карбонатные толщи силура, девона, карбона и перми. Особенно большой мощности достигают силурийские и каменноугольные отложения. К ним приурочены обильные трещинно-карстовые пресные гидрокарбонатные кальциевые воды. В карбонатных породах Тимана зона пресных вод А должна иметь наибольшее развитие (значительные мощность и водообильность). Выходы обильных пресных источников, поглощающие поноры и иные карстовые проявления, неоднократно отмечались здесь исследователями.

Пресные воды вскрыты скважинами в известняках и доломитах каменноугольного возраста в Верхне-Ижемском районе. Дебит скважин при самоизливе до 10 *л/сек* [Кротова, 1948].

По мере погружения качество воды в карбонатных отложениях ухудшается; вместе с тем трещинно-карстовые воды приобретают напор, становятся артезианскими. Палеозойские песчаники должны быть менее водообильны, чем карбонатные породы. Воды их весьма разнообразны по минерализации и составу. Пресные воды приурочены к выходам этих пород на поверхность, где происходит пополнение водоносных горизонтов атмосферными и поверхностными водами. В глубоких синклинальных прогибах и на больших глубинах могут быть получены соленые воды и рассолы. Действительно, в бассейне Ухты скважинами вскрыты солоноватые воды (*зона Б*), *а также соленые воды и рассолы* (зона В). Обе эти гидрохимические зоны в данном районе приурочены к девонским отложениям и последовательно сменяют одна другую по глубине. Воды зоны В развиты не только в доманиковых слоях и низах девонской толщи, но и обнаружены в подстилающих девонские породы серицитовых сланцах.

В пермских гипсоносных отложениях наряду с обычными типами вод отмечается появление также сульфатных кальциевых и хлоридных вод, а на глубине, возможно, и сероводородных.

Одной из интересных особенностей Тимана является наличие в его пределах подземных вод, свойственных нефтяным месторождениям, со всеми характерными для них качествами, а также радиевых вод. Ореолы распространения тех и других на Тимане еще не установлены.

На юге Тиман отделяется глубоким «проливом» от Урала. Этот район, по А. А. Маккавееву [1934], характеризуется большой водообильностью каменноугольных известняков и значительной обводненностью нижнепермских песчаников, конгломератов, переслаивающихся с глинистыми сланцами, а также соленосных отложений. Источники, питающиеся за счет вод карбона, обычно пресные с минерализацией в 0,2—0,4 *г/л*, гидрокарбонатные кальциевые по составу; из пермских отложений наряду с пресными гидрокарбонатными водами вытекают *иногда и солоноватые* (сульфатные) и даже соленые (хлоридные).

Некоторое представление о составе вод Тимана (Ухта) может дать табл. 27а.

Таблица 27а

Химический состав подземных вод Тимана

По В. А. Кротовой [1948]

Местоположение	Минерализация, *г/л*	Содержание ионов, % *экв*						Примечание
		HCO_3	SO_4	Cl	Ca	Mg	K+Na	
Ярегское месторождение, средний девон . .	9—40	2—2,5	—	97—98	25—18	25—18	75—82	Br, Sr, Ba, Fe и др.
Туфодиабазовая толща (D_2)	16	2,0	0,8	97,0	6	7	87	
Там же, песчаники (D_3) .	0,78—2,0	30—59	0,6—2,0	40—69	3—25	3—25	75—97	
Ст. Ижма, гипсоносный горизонт (D_3)	1,9	7	92	—	92	8	0	
Ярегское месторождение, пески-плывуны .	0,2—0,5	81	5	14	65	20	15	

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ МАССИВЫ И СКЛАДЧАТЫЕ ОБЛАСТИ

Складчатые области и гидрогелогические массивы Европейской части СССР, Урала и Кавказа можно объединить в три большие группы:

1. Допалеозойские массивы и складчатые области — Балтийский и Украинский.
2. Палеозойская складчатая область — Уральская
3. Мезо-кайнозойские — Карпатская область и Крымско-Кавказская складчатые области.

ДОПАЛЕОЗОЙСКИЕ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ МАССИВЫ И СКЛАДЧАТЫЕ ОБЛАСТИ

Балтийский гидрогеологический массив

Балтийский гидрогеологический массив находится на северо-западе Европейской части СССР. На западе он уходит за пределы СССР (в Финляндию и Норвегию), на востоке его территория оконтуривается границами выходов на поверхность докембрийских кристаллических пород и примыкает к Северо-Двинскому, а на юге — Московскому и Прибалтийскому артезианским бассейнам.

Равнинный и холмистый рельеф с отдельными возвышенностями и редко разбросанными группами горных сооружений весьма характерен для поверхности массива. Наибольшие отметки поверхности встречаются на севере (1240 *м* — горный массив Хибины, 1126 *м* — гора Ангвундасуорр, 1115 *м* — гора Эбручорр, 714 *м* — гора Ионн-Ньюг-Оайв, 637 *м* — гора Куорпукас). Балтийский массив находится в пределах влажной (на севере) и избыточно-влажной (на юге) климатических зон и, таким образом, пополнение запасов подземных вод вполне обеспечено.

Дренаж территории осуществляется долинами рр. Поноя, Печенги, Колы, Туломы, Кеми и многих других, растекающихся к периферии массива и вливающихся в окружающие его моря, озера или переходящих на территории соседних артезианских бассейнов.

Для гидрографии массива типичны молодая озерная и речная сеть, огромное количество болот, слабо развитый, зарегулированный озерами и болотами, сток.

В геологическом строении массива участвуют древнейшие архейские и протерозойские кристаллические образования, а также и сильно метаморфизованные породы: разнообразные кристаллические сланцы, гнейсы, кварциты, доломиты, мигматиты. Изверженные породы, в том числе диабазовая формация, пользуются преобладающим распространением. На севере известны верхнепротерозойские или нижнекембрийские метаморфизованные песчаники, аркозовые песчаники, глинистые сланцы, квар-

циты с подчиненными им известняками и доломитами (о. Кильдин, п-ов Рыбачий, Ловозерская тундра, Печенгский район). На древних кристаллических и палеозойских породах залегают четвертичные отложения, преимущественно ледниковые.

Тектоника области исключительно сложна. По Г. Я. Рихтеру, здесь выявляется система тектонических зон меридионального и широтного простирания. Намечаются также системы тектонических трещин северо-западного простирания.

Гидрогеологические условия массива характеризуются широким развитием поровых грунтовых вод в четвертичных отложениях, трещинных грунтовых вод в зоне выветривания кристаллических пород и на глубине — трещинно-жильных напорных вод тектонических трещин. Для всех вод характерны весьма низкая температура (1—5°) и небольшая минерализация.

Воды зоны выветривания кристаллических пород и четвертичных отложений в отрицательных формах рельефа нередко образуют единый двухъярусный водоносный горизонт — пластово-поровых и трещинных вод. Безнапорные воды трещиноватой зоны на глубине переходят в напорные трещинно-жильные. Последние по долинам рек иногда обусловливают перелив скважин. Мощность верхней зоны водоносных трещин невелика. В. В. Сазонов полагает, что в среднем она не превышает 10 *м*, по мнению М. С. Лабецкой, —25 *м*. Небольшая мощность зоны выветривания объясняется тем, что древняя зона выветривания была уничтожена во время оледенения, а молодая, возникшая после таяния ледников, — не успела еще сформироваться. Глубина, на которой были вскрыты трещинные воды зоны выветривания, невелика — порядка нескольких метров.

Трещинно-жильные напорные воды залегают непосредственно под грунтовыми трещинными и прослеживаются на довольно значительную глубину порядка 200 *м* и более. Предельная глубина проникновения трещинно-жильных вод еще не установлена, поскольку отсутствует достаточное количество данных. Сошлемся лишь на некоторые примеры. В Пятсамо слабые притоки подземных вод были встречены на глубине 224 *м*, причем суммарный приток для рудника составлял около 16 *л/сек*. В хибинских нефелиновых сиенитах, по Л. П. Нелюбову, значительное поглощение воды наблюдалось до глубины в 300 *м*. В Кировске значительные притоки воды получены скважиной на глубине 125 *м*. В окрестностях Мончегорска подземные воды в кристаллических породах были вскрыты на глубине 190 *м*. В Монче-тундре трещинно-напорные воды были вскрыты на глубине до 200 *м*. Локальные обводненные зоны трещин имеют большое практическое значение, но еще слабо изучены.

Водоносность кристаллических пород области, за редким исключением, невелика. Имеющиеся данные о дебитах источников и скважин, а также о притоках подземных вод в рудники вполне подтверждают это положение. Дебит скважин, вскрывших воды кристаллических пород, обычно составлял 0,01—0,1 *л/сек* и лишь в отдельных случаях он был более высоким. Так, на месторождениях Ниттис-Кумужья и Западные Пирротины дебит достигал 1 *л/сек* (при самоизливе); наибольший дебит скважины (12 *л/сек*) известен для трещинно-жильных вод нефелиновых сиенитов. Скважина с дебитом в 20 *л/сек* (В. В. Сазонов) вскрыла трещинные воды в гранитах рапакиви в районе г. Выборга. Здесь же в четырех-пяти метрах от этой скважины другая характеризовалась дебитом в сотые доли литра в секунду. Ничтожно малый дебит зафиксирован для одной из скважин Пятсамо, вскрывшей на глубине около 118 *м* трещинно-жильные воды в ультраосновных породах (0,0075 *л/сек*).

Дебиты источников также обычно малы и выражаются десятыми и сотыми долями литра в секунду, изредка повышаясь до 0,5—1 *л/сек* и более. Известны редкие источники, вытекающие из трещин в гранитах

и гнейсах, с дебитом 4 *л/сек*. Такой же дебит имеет источник на Оленегорском месторождении (З. В. Яцкевич). Источники в пределах Хибинского массива нефелиновых сиенитов с дебитом 12—14 *л/сек* представляют, видимо, редкое исключение.

Наиболее водообильными являются карбонатные породы и нефелиновые сиениты. Менее водоносны граниты и гнейсы, еще менее водоносны зеленокаменные породы. Среди гранитов наиболее водоносными являются, видимо, рапакиви.

Слабая водоносность пород Балтийского массива подтверждается малыми величинами удельного водопоглощения. Так, например, величина удельного водопоглощения на Мончегорском и Оленегорском месторождениях составляет примерно сотые доли литра в секунду. В других случаях наблюдалось водопоглощение от тысячных долей до 0,2 *л/сек* и в виде исключения 1 *л/сек*. Лишь для нефелиновых сиенитов отмечалось более сильное водопоглощение промывочных вод. Необходимо подчеркнуть непостоянство водопритоков и водопоглощения, наблюдавшееся для близко расположенных скважин.

По малой степени минерализации воды Балтийского массива занимают исключительное положение среди подземных вод иных гидрогеологических районов Европейской части СССР. Обычная минерализация подземных вод составляет здесь сотые доли граммов на литр, лишь иногда повышаясь до 0,2 *г/л*. Преобладают гидрокарбонатные кальциевые и натриевые воды (в гранитах и гнейсах). Обычное содержание хлора и сульфатов выражается единицами миллиграммов на литр; жесткость 1—2 *мг-экв* и меньше.

Приведем для примера состав воды источника из диабазов (Пятсамо):

$$M0{,}112\,\frac{HCO_3 76\ SO_4 20}{Ca40\ Na36\ Mg10}\ ;\ t\,2^{\circ}.$$

Минерализация вод четвертичных отложений обычно очень мала, в них преобладают воды гидрокарбонатные кальциевые и реже натриевые или магниевые. Обращает на себя внимание повышенное содержание хлора в водах нижних прибрежно-морских террас. Присутствие его здесь обусловлено привносом ветром морских брызг и пыли.

В общем для Балтийской области характерны исключительно широкое распространение и большая мощность гидрохимической зоны пресных, очень слабо минерализованных вод. Намечается постепенное медленное повышение минерализации их с глубиной, особенно хорошо прослеживаемое на Карельском перешейке — на юге области (Б. Н. Архангельский).

Обилие поверхностных пресных вод позволяло прежде обходиться без использования подземных вод. Но быстрый рост крупной промышленности вызвал необходимость использования подземных вод в значительных количествах. С этой целью в некоторых крупных пунктах были получены и эксплуатируются подземные воды (г. Кировск и др.). Особенно большое практическое значение имеют воды озов, камов, конечно-моренных гряд и морских террас, а также трещинно-жильные воды в зонах тектонических нарушений.

Украинская складчатая область

Украинская складчатая область находится целиком в пределах Украинской ССР, протягиваясь полосой шириной 150—200 *км* с юго-востока, от берегов Азовского моря, на северо-запад, до верховьев правых притоков р. Припяти. Она представляет собой выступ кристаллических пород фундамента Русской платформы. На севере Украинский массив граничит с Днепровско-Донецким артезианским бассейном, на востоке — с Донецкой складчатой областью, на юге — с Приазовским и Причерноморским и на западе — с Львовским артезианскими бассейнами.

Глубоким прогибом поверхности кристаллических пород (Гуляйпольская и Ореховская впадины) к востоку от меридионального отрезка долины р. Днепра ниже г. Днепропетровска массив разделяется на западную, бо́льшую часть, — Подольский массив второго порядка и восточную, меньшую, — Азовский массив второго порядка. Топографически в пределах Украинского массива выделяются Приднепровская возвышенность (с высотами до 323 *м*) на западе и Приазовская возвышенность (с высотами до 325 *м*) на востоке. На территории первой проходит водораздел между системами правобережных притоков Припяти и Днепра, с одной стороны, и Южного Буга, Ингула и Ингульца — с другой. На территории Приазовской возвышенности проходит водораздел между левобережными притоками Днепра — Конской, Гайчул и реками, впадающими в Азовское море, — Молочной и др.

Украинский массив располагается в различных климатических зонах. Северо-западная часть его — в зоне избыточного увлажнения, а крайняя юго-восточная — в полусухой. С северо-запада на юго-восток уменьшаются величина осадков, величина стока (от 150 до 25 *мм*), модули стока (от 3,5 до 1 и менее) и тем самым ухудшаются условия питания и состав подземных вод. Дренаж территории массива осуществляется хорошо развитой сетью долин, балок, оврагов системы рр. Днепра и Южного Буга, а также небольших рек, балок и оврагов, впадающих в Азовское море.

В строении области участвуют древнейшие докембрийские кристаллические образования и, в меньшей степени, палеозойские породы. На неровной поверхности кристаллических пород востока подольской части массива широко развиты отложения палеогена и неогена (рис. 8).

Тектоника Украинского массива достаточно сложна. Преобладающее простирание складчатых структур северо-западное. Этим структурам подчинены структуры северо-восточного и меридионального простирания (Н. П. Семененко). Системы водоносных тектонических трещин имеют северо-восточное, северо-западное и меридиональное простирание и проявляются в преобладающем простирании в этих же направлениях участков долин рек.

Таким образом, тектоника Украинской складчатой области предопределила основные пути стока поверхностных и теснейшим образом связанных с ними подземных вод всех водоносных комплексов. Большинство интрузивных тел подчинено складчатости и нередко приурочено к антиклинальным структурам.

Поверхность массива наиболее приподнята на северо-западе (Житомир) и юго-востоке (Приазовье), где кристаллические породы залегают близко от поверхности, будучи прикрыты лишь четвертичными отложениями. Ряд впадин осложняет в общем спокойный рельеф поверхности кристаллических пород. Наиболее глубокие из них — вышеупомянутые Гуляйпольская и Ореховская. Понижения поверхности докембрийских пород обычно приурочены к зонам развития легко разрушающихся пород, таких, как гнейсы. Стойкие породы — граниты, особенно молодые (относительно) кварциты и др. — занимают более высокие части рельефа.

Изучение поверхности рельефа докембрийских пород имеет большое значение при поисковых работах на воду, ибо более значительные ресурсы подземных вод приурочены к отрицательным формам поверхности кристаллического массива, не всегда имеющим отражение в современном рельефе. К периферии массива поверхность кристаллических пород погружается сравнительно полого. Однако местами, например в районе Казатина, не исключается наличие сбросов.

Подземные воды в пределах Украинского массива приурочены:

1. К трещинам кристаллических пород:
   а) трещины современной и древней зон выветривания;
   б) трещины тектонические.

2. К песчано-глинистым продуктам разрушения кристаллических пород (к коре выветривания).

3. К песчаным горизонтам палеогена:

а) пески бучакского яруса, содержащие местами пласты бурого угля (Днепровский бассейн);

б) пески харьковского и полтавского ярусов.

4. К песчаным и карбонатным породам неогена:

а) сарматские пески и известняки;

б) песчано-глинистая толща балтских отложений;

в) понтические известняки и пески.

5. К четвертичным отложениям — в основном к зандровым пескам, лёссам и современному аллювию.

I водоносный комплекс — гнейсов, гранитов, габбро, сиенитов, лабрадоритов, кристаллических сланцев и других кристаллических пород — характеризуется наличием трещинных вод зоны выветривания и трещинно-жильных вод тектонических трещин и зон нарушения. Мощность обводненной части трещиноватой зоны выветривания до 120 *м* и несколько больше. Нижняя граница зоны насыщения в пределах массива еще не установлена.

Подземные воды, циркулируя по системе трещин в различных по составу и возрасту породах, образуют единый горизонт грунтовых вод. Наряду с безнапорными грунтовыми трещинными водами распространены и трещинно-напорные. Напор наблюдается нередко непосредственно с поверхности кристаллических пород. Величина его в среднем 10—30 *м* над кровлей водоносных кристаллических пород, иногда повышается до 50 *м*. Скважины, заложенные на дне долин и балок, в ряде случаев фонтанируют.

Превышение уровня стояния воды в скважинах над поверхностью земли достигает 2—3 *м*. Во многих случаях уровень устанавливается ниже поверхности земли и даже ниже кровли кристаллических пород. С углублением скважин происходит подъем уровня, но не свыше 50 *м*. Таким образом, безнапорные трещинные воды кристаллических пород с глубиной переходят в напорные воды.

Напор зависит от положения выработки относительно области питания и разгрузки, от наличия или отсутствия водоупорного перекрытия, а также местных условий: степени каолинизации пород и кальмотажа приповерхностных трещин в гранитах. В этих последних случаях верхняя часть гранитов превращается в местное водоупорное перекрытие Необходимо пройти скважиной это перекрытие, чтобы под ним вскрыть напорные трещинные воды в граните.

В плане поверхность изогипс грунтовых безнапорных вод переходит в пьезометрическую поверхность напорных трещинных вод и, как это видно по данным Ф. А. Руденко [1959], обычно приподнята на водоразделах и погружается в долинах рек и балках, где происходит дренаж водоносной зоны.

Водоносность зависит от состава пород, но эта зависимость еще мало изучена. Наиболее водообильными являются древние граниты, мигматиты, гнейсы, серые мелкозернистые граниты. Из них получены значительные притоки подземных вод (в г. Бердичеве, в Калиновке и др.). Менее водообильны молодые граниты, рапакиви—мясо-красные крупнозернистые породы, образование которых произошло на большой глубине Дебиты скважин изменяются от сотых долей до 1 *л/сек* и более, повышаясь в отдельных редких случаях до 14 *л/сек* (при вскрытии трещинно-жильных напорных вод). Удельные дебиты скважин, вскрывших воду в гранитах, составляют 0,02—0,6 *л/сек*, редко повышаясь до 3,5 *л/сек* Удельные дебиты скважин, вскрывших иные кристаллические породы, изменяются в пределах от тысячных долей до 2 *л/сек*; чаще всего они не превышают 1 *л/сек*.

Притоки воды в карьеры тоже невелики: при вскрытой мощности кристаллических пород 7—8 *м* они не превышают 45 *л/сек*. О притоках трещинных вод в шахтах Кривого Рога можно отчасти судить по данным, полученным при проходке одной из шахт [Ломтадзе, 1947]. В интервале глубин 125—215 *м* приток составлял менее 1 *л/сек*. При нарезке квершлага приток возрос до 8—9 *л/сек*, а при вскрытии рудной залежи — до 55 *л/сек*. Наиболее значительные притоки воды в скважинах наблюдаются при вскрытии водоносных зон трещин тектонических нарушений, что подтвердилось при бурении в районе Белокоровичей. Установлена несомненная зависимость водообильности одних и тех же пород от рельефа. Скважины, заложенные на водоразделах, менее водообильны, а иногда практически безводны, тогда как скважины в отрицательных формах рельефа (древних и современных) характеризуются большими дебитами.

Качество трещинных вод верхней зоны в пределах указанных глубин обычно хорошее. Минерализация менее 0,8 *л/сек*, состав вод гидрокарбонатный кальциево-натриевый. Содержание хлора и сульфатов не превышает 100 *мг/л*, жесткость воды от 2 до 3,5 *мг-экв* в среднем, но иногда она повышается до 7 *мг-экв* и более. Температура трещинных вод на глубинах до 170 *м* от 7 до 14°С.

По данным Ф. А. Руденко [1958], на северо-западе подольской части Украинского массива распространены пресные трещинные воды с общей минерализацией обычно менее 0,5 *г/л*. На юго-востоке Подолии минерализация трещинных вод 0,5—1 *г/л* (рис. 9). Крайняя южная часть Подольского кристаллического массива, от г. Первомайска до Запорожья, и весь Азовский массив характеризуются преобладанием трещинных, слабо солоноватых вод с минерализацией 1—3 *г/л*. Локальные очаги вод более высокой минерализации отмечены в Хмельнике, Кривом Роге, Никополе. Вместе с изменением минерализации трещинных вод с северо-запада на юго-восток происходит и некоторое изменение их состава [Руденко, 1958]. Гидрокарбонатные кальциевые, а иногда и магниевые воды, преобладающие на северо-западе, через воды гидрокарбонатные натриевые переходят на юго-востоке в воды сульфатные, сульфатно-хлоридные, хлоридные переменного катионного состава (см. рис. 9).

По окраинам Украинского массива, в зоне значительного погружения поверхности докембрийского фундамента под толщу осадочных отложений (краевые участки примыкающих артезианских бассейнов) минерализация трещинных вод постепенно растет, достигая местами 3—5 *г/л*. Значительно реже повышенная минерализация наблюдается в центральных частях массива. Исключительно оригинальна по своему составу трещинно-жильная вода, вскрытая в Хмельниках в верховьях Южного Буга. Ее состав приводится ниже (по Е. С. Буркеру).

$$CO_2 0{,}63\ M 6{,}6\ \frac{HCO_3 52\ Cl\ 45{,}6\ SO_4 2{,}2}{Ca 44\ Na 42{,}8\ Mg 13{,}2}\ Fe 37; Mn 29; t\ 9{,}8^\circ.$$

Скважиной были вскрыты эти воды всего лишь на глубине 65,1 *м* в гранато-биотитовом гнейсе. Другая скважина, заложенная на расстоянии 0,8—1 *км*, вскрыла обычную пресную воду. Состав воды, вскрытой в Хмельницкой скважине, позволил К. И. Макову высказать предположение о том, что это реликтовая морская вода. Более вероятным представляется, что в данном случае налицо смешение вод атмосферной и метаморфизованной морской. Обращает на себя внимание большое содержание углекислоты, позволяющее отнести воду к минеральной углекислой хлоридно-гидрокарбонатной натриево-кальциевой, железистой.

Наиболее сильно меняется с глубиной минерализация вод Кривого Рога. По данным Д. И. Щеголева [1948], здесь наблюдается следующее изменение минерализации и состава с глубиной (табл. 27а).

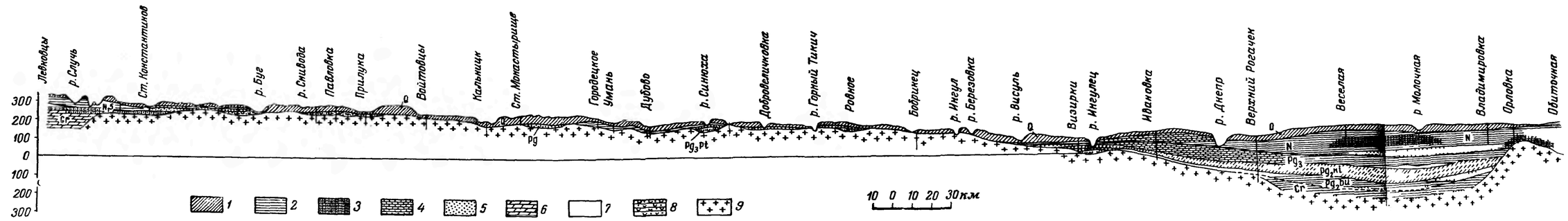


Рис. 8. Геологический разрез по линии с. Левковцы—с Обиточное
Составил Ф А. Руденко

1—четвертичные суглинки и карбонатные глины, *2*—глины, *3*—песчаники, *4*—чередование глин и песков *5*—пески, *6*—мергели, *7*—мергельно-меловая толща, *8*—образования зоны выветривания кристаллических пород, *9*—кристаллические породы

Зак. 639

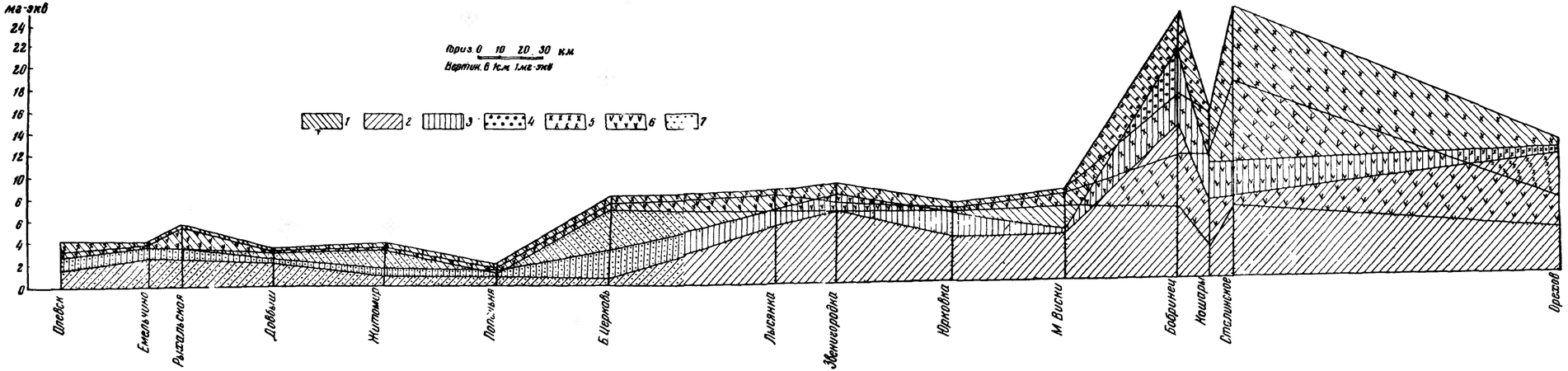


Рис. 9. Гидрохимическая характеристика трещинных вод по профилю Олевск—Орехов
Составил Ф. А. Руденко

Преобладающие компоненты *1*—$Na+K$, *2*—Mg, *3*—Ca, *4*—NO_3, *5*—Cl', *6*—SO''_4, *7*—HCO'_3

Таблица 27

Изменение минерализации и состава вод в Кривом Роге

Название зоны	Интервалы глубин, *м*, абс. высоты	Минерализация, *г/л*
Зона сульфатных вод	+120 до —120	1,6—4
Зона сульфатно-хлоридных вод . .	+40 до —250	1—4
Зона хлоридных вод	—150 до —280	5—120

На южной окраине области прослеживаются гидрохимические зоны пресных, солоноватых, соленых и рассольных вод. Природа этой зональности не вполне ясна. Д. И. Щеголев, высказываясь о природе состава вод самой глубокой зоны, пишет, что «имеется полное основание считать их ископаемыми водами, реликтовыми, поступившими в трещиноватые породы в какое-то дочетвертичное геологическое время» [Щеголев, 1948]. Интересно отметить, что по мере дренажа водоносной толщи горными выработками происходит вытеснение пресными гидрокарбонатными водами сульфатных вод, а последние, в свою очередь, замещают хлоридные воды. При продолжении откачки происходит постепенное опускание границ между гидрохимическими зонами, указывающее на уменьшение запасов вод зон Б и В.

Питание трещинных вод Украинского массива происходит за счет атмосферных осадков в местных областях питания, на водоразделах; особенно широко этот процесс осуществляется на северо-западе, в меньшей степени — в Приазовье. Пополнение ресурсов подземных вод мало обеспечено в центральной части массива, где кристаллические породы прикрыты третичными отложениями.

Связь трещинных вод с водами рек и атмосферными осадками подтверждается данными режимных наблюдений в Житомире, Бердичеве, Кировограде и др., которые показали, что уровень трещинных вод подвержен сезонным колебаниям. Особенно заметны эти колебания в скважинах, заложенных в долинах рек подольской части массива. Амплитуда колебаний не превышает 1—1,5 *м*; обычно она составляет 0,3—0,4 *м*.

Общее движение подземных трещинных вод направлено от водоразделов к долинам. Уровень трещинных вод в скважинах на дне долин устанавливается выше уреза воды в реках, что исключает возможность питания трещинных вод речными. Часть трещинных вод поступает в прилегающие артезианские бассейны и пополняет запасы водоносных горизонтов.

Хорошее качество трещинных вод позволяет широко использовать эти воды для водоснабжения.

II водоносный комплекс — продуктов разрушения кристаллических пород — представлен водоносными песками, дресвой и водоупорными каолинами, глинами коры выветривания. Мощность его изменяется в широких пределах — от 3 до 20 *м*, в центральной части массива она возрастает до 100 *м* и более (с. Глуховцы). Мощность продуктов разрушения возрастает на древних водоразделах и в древних впадинах.

Водоносный комплекс нередко гидравлически связан с нижележащими кристаллическими или вышележащими третичными породами. Дебиты колодцев, вскрывших водоносные линзы, составляют от 0,5 до 3 *л/сек* при значительном снижении уровня, что говорит о малой водоотдаче пород. Качество вод, в общем удовлетворительное в Кировоградском районе и севернее, к юго-востоку резко снижается, особенно на водоразделах, где воды становятся малопригодными для водоснабжения вследствие значительной минерализации. Отмечается присутствие в воде железа, сероводорода.

Воды II комплекса используются для водоснабжения некрупных потребителей особенно широко на северо-западе подольской части об-

ласти и ограниченно в Приазовье. В редких случаях этот комплекс может быть использован в центральной части массива: в Кировоградской, Днепропетровской, Запорожской областях. Лучшие результаты получаются при одновременном использовании вод II водоносного комплекса и вышележащих водоносных горизонтов.

III водоносный комплекс — палеогеновых отложений—представлен песками бучакского яруса, глинами киевского яруса, песками и глинами харьковского яруса, песками с прослоями песчаных глин полтавского яруса. Комплекс неоднороден. Залегает на гранитах и продуктах их разрушения. Широко распространен в центральной части области, где преимущественно сохранился на водоразделах.

Водоносный комплекс киевскими глинами разделяется на два основных водоносных горизонта — бучакских песков (нижний водоносный горизонт) и харьковских и полтавских песков (верхний водоносный горизонт). Полтавские пески обводнены не везде. Бучакский водоносный горизонт нередко является напорным, артезианским, тогда как полтавско-харьковский — обычно безнапорный или слабо напорный, грунтовый или межпластовый. Глубина стояния уровня воды этого комплекса на водоразделах 30—50 *м*, на дне балок снижается до 0 *м*.

Водоносность комплекса небольшая, водоотдача песков слабая, дебиты колодцев и скважин невелики, обычно 0,8—3 *л/сек*. Качество вод удовлетворительное. Но на юге, в районе Кривого Рога и отчасти в районе Днепропетровска, минерализация воды повышается до 1 *г/л*, жесткость — до 7 *мг-экв*.

Питание вод III водоносного комплекса местное — на водоразделах; дренаж водоносного комплекса реализуется в долинах рек, которые обычно вскрывают его до кристаллического основания. Общее движение подземных вод направлено от главного водораздела в сторону Днепровско-Донецкого и Причерноморского артезианских бассейнов. В силу дренированности верхней его части водоносный комплекс нередко осушен. Подземные воды III водоносного комплекса имеют ограниченное использование. В целом III водоносный комплекс образует сложную сисистему небольших артезианских бассейнов.

IV водоносный комплекс — неогеновых отложений — представлен сарматскими известняками, песками, глинами, балтскими песками, понтическими известняками и песками. Он имеет ограниченное распространение преимущественно на южной окраине Украинского массива и в Запорожье. Его водоносность охарактеризована при описании Причерноморского бассейна. Используется для водоснабжения.

V водоносный комплекс — четвертичных отложений — в основном представлен:

а) зандровыми песками на северо-западе, характеризующимися наличием пресных малообильных вод, а также водоносными лёссами и лёссовидными породами обычно с водами повышенной минерализации (до 1 *г/л* и более); дебит колодцев, вскрывших воды в лёссах, мал.

б) водами аллювиальных отложений, обычно пресными, имеющими местное значение.

В пределах Украинского массива могут быть выделены две основные области стока поверхностных и подземных вод: северная — Днепропетровская и южная — Черноморско-Азовская, а также ряд гидрогеологических районов.

1. Район возможного использования трещинных вод и вод продуктов разрушения кристаллических пород — Житомирский.

2. Район возможного использования трещинных вод, вод продуктов разрушения кристаллических пород, а также вод палеогеновых и четвертичных отложений — Кировоградский.

3. Район возможного использования трещинных вод, вод продуктов разрушения кристаллических пород, палеогеновых и неогеновых водо-

носных горизонтов — Запорожский, охватывающий юго-восточную часть Подольского массива.

4. Район возможного использования трещинных вод и вод продуктов разрушения кристаллических пород с недостаточным питанием подземных вод и менее высоким их качеством — Азовский.

По данным Н. Д. Краснопевцева, трещинные воды зоны выветривания гранитов Азовского гидрогеологического района в основном находятся в интервале глубин 20—40 *м* от поверхности земли. С глубиной трещиноватость затухает. Дебит выработок небольшой. Минерализация воды 0,3—0,4 *г/л* при жесткости 8—13°.

Дебит наиболее крупных источников, вытекающих из кристаллических пород, обычно не более 1 *л/сек*. Температура их 10—12°. Минерализация воды 1 *г/л* и более. В сильно слюдистых, выветрелых гранитах воды характеризуются (в среднем) следующим составом (в *мг/л*): Cl' 143; SO_4'' 900, HCO_3' 403 и жесткостью 18 *мг-экв*. Роговообманковые граниты, менее выветрелые, питают источники водой более высокого качества, ее состав (в *мг/л*): Cl' 54; SO_4'' 373; HCO_3' 195 и жесткость 7,5 *мг-экв* [Кумпан, 1932].

Некоторые гидрогеологи (К. И. Маков, Е. В. Посохов) выделяют в качестве гидрогеологического района в пределах рассматриваемой области прогиб фундамента между подольской и азовской частями Украинского массива, выполненный палеогеновыми и неогеновыми отложениями. С гидрогеологической точки зрения этот район можно рассматривать как своего рода «пролив», соединяющий Днепровско-Донецкий и Причерноморский артезианские бассейны. Построен он в гидрогеологическом отношении довольно сложно. Северная часть его, Гуляй-Польская, дренируется долинами системы р. Волчья. Грунтовые и артезианские воды этой части стекают в конечном итоге в р. Днепр.

Средняя часть, Ореховская, дренируется р. Конской, грунтовые и артезианские воды ее стекают частью в р. Днепр, а частью направляются на юго-запад, в Причерноморский артезианский бассейн. Южная часть, Токмакская, приурочена к бассейну р. Молочной. Подземные воды южной части стекают в Приазовский артезианский бассейн. Гидрогеологическая характеристика Гуляй-Польского, Ореховского и Токмакского районов «пролива» была приведена при описании тех артезианских бассейнов, с которыми они гидрогеологически связаны и которым они принадлежат.

ПАЛЕОЗОЙСКИЕ СКЛАДЧАТЫЕ ОБЛАСТИ

Донецкая складчатая область

К Донецкой складчатой области относится лишь раскрытая денудацией часть всего складчатого сооружения Большого Донбасса. Значительная часть слагающих Большой Донбасс сложносмятых палеозойских пород на примыкающих к собственно Донецкому бассейну территориях (входящих в Большой Донбасс) скрыта под покровом мезо-кайнозойских отложений. Гидрогеологическая характеристика палеозойских толщ, слагающих гидрогеологический фундамент прилежащих к Донбассу артезианских бассейнов, рассматривается при описании этих бассейнов (Днепровско-Донецкого и др.).

Описываемая территория расположена между Днепровско-Донецким артезианским бассейном на севере, Приазовским на юге и Азовской частью Украинского кристаллического массива на юго-западе. Донецкий кряж представляет собой возвышенность с абсолютными высотами 280—370 *м*, вытянутую с востока на запад. Дренаж области происходит по долинам притоков Северного Донца — на северо-запад, север и восток, во впадину Азовского моря и долину Дона — на юг и, частично, в долину р. Волчьей (приток р. Днепра) — на запад.

Донбасс располагается в засушливой степной зоне. Эта территория характеризуется весьма значительным испарением; на сток расходуется около 50 *мм* из общего количества выпадающих атмосферных осадков. Модуль стока $M_0=1$ *л/сек* с 1 *км*^{2}, коэффициент стока 0,10—0,15.

В геологическом строении Донбасса участвуют девонские и каменноугольные отложения. Подчиненное значение имеют пермские, мезозойские, третичные и четвертичные породы. Тектоника Донецкой области сложна; ее структуру можно характеризовать как *сложный антиклинорий*, состоящий из системы антиклинальных и синклинальных складок. На поверхности смятых в складки пластов палеозоя несогласно, но относительно спокойно, лежит мезо-кайнозойский комплекс отложений. Более дислоцированы мезозойские породы на западе бассейна, где выделяется несколько меловых мульд. Общее простирание складок совпадает с простиранием Донецкого кряжа.

В пределах Донецкого бассейна можно выделить шесть водоносных комплексов.

I водоносный комплекс — девонских песчаников, туфов и эффузивов, пестроцветных сланцев с незначительной мощности пластами глинистых известняков. Этот комплекс развит на юго-западе бассейна (р. Мокрая Волноваха). Он характеризуется наличием нескольких водоносных горизонтов пластово-трещинных вод, приуроченных к аркозовым песчаникам и эффузивам. Наиболее крупные источники девонских вод имеют дебит до 1,25 *л/сек*. Состав воды характеризуется следующими показателями (в *мг/л*): Cl 30—150; SO_4 200—700; HCO_3 150—300; жесткость 5—10,5 *мг-экв*. Воды эффузивов нередко имеют повышенное содержание сульфатов. Подземные воды комплекса используются населением для местного водоснабжения.

II водоносный комплекс — каменноугольных песчаников, сланцев, известняков и пластов угля пользуется исключительно широким распространением. Мощность слагающих его пород измеряется многими километрами. Основные водоносные горизонты (в количестве 26) приурочены к пластам песчаников и известняков. Преобладающий тип вод пластово-трещинный, подчиненное значение имеют трещинно-карстовые воды. Наиболее водообильны известняки, воды которых питают источники с дебитом до 10—15 *л/сек*. В бассейне р. Мокрой Волновахи ранее существовал крупный карстовый источник «Кипучая Криница»[1] с дебитом 170 *л/сек* (1929), приуроченный к мощной толще известняков нижнего карбона. Вода «Кипучей Криницы» имела несколько повышенную минерализацию (1,1 *г/л*) и жесткость до 11,5 *мг-экв*.

Песчаники среднего и верхнего карбона менее водоносны; приуроченные к ним источники имеют дебит до 5—10 *л/сек*, редко более. Наиболее крупные источники расположены в осевых частях мульд. Менее всего водоносны сланцы, которые лишь в редких случаях питают источники с дебитом до 1 *л/сек*. Большое значение имеют водоносные трещины тектонических нарушений. Глубина, на которую прослежена обводненность пород по трещинам, не превышает 500—600 *м*; на бóльшей глубине происходит затухание гидрогеологически эффективной трещиноватости вследствие кольматажа трещин и уменьшения их живого сечения. С глубины *800 м породы являются практически сухими*. Так, например, в шахте Смолянка верхние горизонты песчаников давали притоки в несколько десятков кубических метров в час, тогда как на глубине 870 *м* вода в горные выработки совсем не поступала [Щеголев, 1948]. Малая водоносность пород карбона подтверждается небольшими притоками вод в шахты Донбасса. Так, средний приток вод в одну из наиболее обводненных шахт Донбасса в 1934 г. составлял 250 *м*^{3}*/час* (или около 70 *л/сек*) при глубине ее до 200 *м*.

[1] Впоследствии в связи с интенсивным отбором воды и образованием депрессионной воронки источник прекратил свое существование

Состав подземных вод каменноугольных отложений разнообразен и зонально изменяется с глубиной Вблизи от поверхности, в местах развития оврагов и тектонических трещин, способствующих проникновению вглубь атмосферных вод, встречаются воды относительно маломинерализованные Верхняя зона пресных и слабо солоноватых (с сухим остатком от 1 до 3 *г/л*) гидрокарбонатных кальциевых и сульфатных вод, ниже — гидрокарбонатных преимущественно натриевых прослеживается на глубину до 500 *м* [Кравцов, 1950]

В глубоких частях разреза появляются гидрокарбонатно-хлоридные и, наконец, хлоридные воды Вместе с изменением состава подземных вод изменяется с глубиной состав газов в последовательности: $(CO_2+N_2) \rightarrow \rightarrow N_2 \rightarrow (CH_4+N_2) \rightarrow CH_4$ Метановые газы появляются на глубинах 135—460 *м*. Шахтные воды Донбасса имеют весьма разнообразный химический состав. Общая их минерализация свыше 2 *г/л;* содержание Cl 700, SO_4 500—1900 *мг/л*. Преобладают воды с щелочной реакцией, но нередко встречаются воды кислые и нейтральные. Эти воды, откачиваемые в больших количествах из шахт, ухудшают качество поверхностных вод; частично они мигрируют в породы и, питая вновь подземные воды, загрязняют их и ухудшают состав.

Питание подземных вод происходит за счет атмосферных осадков и вод речек и ручьев, особенно в период паводка. Это подтверждается данными режимных наблюдений и сезонными колебаниями притока шахтных вод Кроме того, запасы подземных вод Донбасса частично, как это отмечалось выше, пополняются шахтными водами.

III водоносный комплекс — пермских известняков, доломитов, песчаников, глин, гипсов, каменной соли — развит на западе бассейна. К этому комплексу приурочены отдельные водоносные слои с водой удовлетворительного качества. Но чаще встречаются солоноватые и соленые воды, используемые, в частности, на соляных промыслах «Карфаген» для разработки соляной залежи способом выщелачивания. В глубоких слоях пермского комплекса преобладают рассолы. Водоносность комплекса, в общем, невелика. Источники вод из пермских отложений обычно имеют дебиты в пределах от 0,1 до 10 *л/сек*.

IV водоносный комплекс — триасовых и юрских песчано-глинистых отложений — имеет ограниченное распространение на западе. По составу этот комплекс пород неоднороден, слабо водоносен Содержит воды плохого качества, жесткость которых составляет 7—35 *мг-экв* Состав (в *мг/л*): Cl 30—660; SO_4 321—827, HCO_3 175—647.

V водоносный комплекс, приуроченный к меловым отложениям, распространен преимущественно по окраинам Донецкой области.

В области погружения складчатых толщ Донбасса — в северо-западной части Бахмутского района, во впадинах на поверхности верхнепалеозойских пород залегают меловые отложения, образующие систему небольших артезианских мульд Селимовскую, Часов-Ярскую и Серебрянскую (Криволукскую). В мергельно-меловых (турон-сенонских) породах этих мульд заключены подземные воды, пресные и слабо солоноватые, преимущественно гидрокарбонатные и сульфатные, которые используются для водоснабжения.

VI водоносный комплекс — палеогеновых и неогеновых отложений — также развит по окраинам бассейна Значение его ограниченно.

Заключение. В пределах Донецкой складчатой области можно выделить следующие гидрогеологические районы:

1-й район — Кальмиус-Торецкий, приуроченный к сложной по структуре Кальмиус-Торецкой котловине Район возможного использования вод карбона, местами палеогеновых и мезозойских вод;

2-й район — Бахмутский, приуроченный к Бахмутской котловине. Район возможного использования вод верхнего и среднего карбона —

на востоке и вод мергельно-меловой толщи и юрских пород — на западе (артезианские мульды Часов-Ярская, Селимовская, Серебрянская);

3-й район — Северный; район возможного использования вод среднего и верхнего карбона;

4-й район — Восточный; район котловин Белокалитвенской, Жирновской, Екатерининской, сложенных отложениями карбона. Возможно использование подземных вод карбона и палеогена;

5-й район — Должанско-Садкинский. Приурочен к Должанско-Садкинской тектонической котловине. Район возможного использования вод среднего и верхнего карбона;

6-й район — Шахтинско-Несветайский. Приурочен к Несветайской мульде. Возможно использование вод среднего карбона и в небольшой степени палеогена;

7-й район — Нагольчанский. Область главного поперечного поднятия складок донецкого карбона. Район возможного использования подземных вод нижнего и среднего карбона.

Изюмский гидрогеологический район, выделенный в 1932 г. гидрогеологами ЦНИГРИ, должен быть отнесен к Донецко-Донскому бассейну, так как он непосредственно входит в состав его южного крыла.

Несмотря на большую мощность палеозойских водоносных комплексов и разнообразие гидрогеологических условий, территория Донецкой складчатой области бедна подземными водами. Непрерывная откачка вод из шахт, в связи с эксплуатацией угольных месторождений, не только истощает имеющиеся в наличии ресурсы, но и ухудшает качество поверхностных и подземных вод. Между тем растущая промышленность этого важного района Юга СССР требует больших количеств воды, потребности в которой непрерывно растут. Проблема водоснабжения Донбасса может быть радикально разрешена лишь путем подачи воды извне. В настоящее время с этой целью используются подземные воды Днепровско-Донецкого артезианского бассейна, но их не хватает. Для водоснабжения можно использовать воду из Цимлянского водохранилища и тем самым полностью обеспечить водоснабжение Донбасса. Кроме того, можно использовать воды р. Северного Донца (Изюмский канал). Преобладают в пределах Донецкой складчатой области пластово-трещинные воды. Здесь намечаются системы водоносных горизонтов, но вмещающие породы этих горизонтов обводнены в основном по трещинам. Трещины же являются главными путями связи отдельных водоносных горизонтов, объединяющими их в единый гидрогеологический комплекс. Трещины определяют и основные пути миграции подземных вод этой палеозойской структуры.

Уральская складчатая область

Уральская складчатая область отделяет бассейны Волго-Камский и Прикаспийский от Западно-Сибирского и Приаральского. На севере область граничит с группой артезианских бассейнов: Печорским, Усинским, Коротайхским, которые отделяют Тиман от Урала, клином вдаваясь в пределы этой области с севера.

Большая протяженность Урала по сравнению с небольшой шириной является отличительной морфологической особенностью этой гидрогеологической области. С севера на юг в пределах Уральского горного сооружения выделяются: Пайхой, Полярный Урал, Приполярный Урал, Северный Урал, Средний Урал, Южный Урал, Мугоджары, Чушкакуль. В целом Урал представляет среднегорье, переходящее в отдельных своих частях в низкогорье. Наивысшие абсолютные отметки Уральских гор: гора Народная — 1894 *м*, Конжаковский Камень — 1569 *м* (на границе Северного и Среднего Урала), гора Иремель — 1586 *м* и Яман-Тау — 1638 *м* (на Южном Урале). Наиболее приподняты Приполярный, По-

тярный, Северный и Южный Урал. Более низкие отметки имеют Пайхой, Средний Урал и Мугоджары.

В пределах Урала достаточно отчетливо выражена широтная климатическая зональность, заключающаяся в смене влажной провинции, простирающейся от моря до горы Народная (Северный Урал), избыточно влажной (от 65 с. ш. до водораздела рр. Сакмары и Урала), затем переменно влажной (до широты г. Орска), полусухой, располагающейся к югу и востоку от р. Урала до Северных Мугоджар, и, наконец, сухой зоной Мугоджарских и Чушкульских гор. Количество выпадающих осадков от 700—900 *мм* на Северном и Среднем Урале уменьшается до 250 *мм* на юге (район Мугоджар), в том же направлении относительно возрастает испарение от 50—100 *мм* на севере до 100—175 *мм* на юге (наибольшая величина испарения характерна для избыточно влажной и нормально влажной провинций). Особенно важно отметить уменьшение с севера на юг стока от 150—600 *мм* (в среднем 450 *мм*) до 25—0 *мм*. Соответственно изменяется и модуль стока (M_0) от 10—25 *л/сек* с 1 *км*^{2} в Полярном, Северном и Среднем Урале до 0,5 *л/сек* с 1 *км*^{2} на Мугоджарах. Наряду с этим изменяется температура воздуха, почвы и грунтовых вод. Мощная зона многолетнемерзлых грунтов Полярного Урала сменяется маломощной и, наконец, островной многолетней мерзлотой. На юге мерзлая зона отсутствует. Таким образом, наиболее благоприятны условия питания подземных вод в южной части Северного и на Среднем Урале.

Наряду с отчетливой горизонтальной широтной зональностью наблюдается также вертикальная зональность климатических и гидрологических показателей, проявляющаяся в возрастании условий, благоприятных для стока по мере увеличения отметок рельефа (рост осадков, снижение величины испарения, температуры воздуха). Наконец, следует отметить климатическую и гидрогеологическую продольную асимметрию Урала, заключающуюся в большей увлажненности и более благоприятных условиях питания подземных вод на западном склоне Урала по сравнению с восточным. С Уральским массивом совпадает крупнейший водораздел бассейнов рек Европы (Печора, Волга, Урал, Эмба) и Азии (Обь, Иргиз).

В геологическом строении Урала принимают участие главным образом докембрийские и палеозойские отложения различного генезиса и состава. Широким развитием пользуются разнообразные изверженные породы, особенно на восточном его склоне. Подчиненное значение имеют мезозойские и третичные отложения, а также аллювиальные и озерно-аллювиальные четвертичные осадки.

В тектоническом отношении Уральская область может рассматриваться как крупная сложно построенная система антиклинориев меридионального простирания. Преобладание осадочных пород на западном склоне и широкое развитие изверженных — на восточном, наличие нескольких систем трещиноватости, преобладающее меридиональное простирание основных водоносных зон горизонтов и комплексов предопределили гидрогеологические особенности Уральской складчатой области.

В ее пределах можно выделить следующие основные водоносные комплексы пород.

I водоносный комплекс — трещинных вод массивно-кристаллических интрузивных пород — развит по преимуществу на восточном склоне Урала. Он характеризуется неоднородной водоносностью пород. Дебиты источников, вытекающих из гранитов, чаще всего составляют от 0,3 до 5 *л/сек*, изредка более значительные (до 25 *л/сек*). Дебиты некоторых скважин, вскрывших воды в гранитах, до 10 *л/сек*. Особенно водообильны зоны дизъюнктивной трещиноватости гранитов и гранодиоритов. Наиболее значительные притоки вод были получены скважинами, вскрыв-

шими зоны тектонических трещин широтного простирания (Южный Урал, Вишневые Горы)

Дебиты источников питаемых водами ультраосновных пород и змеевиков, достигают 1,5—2 *л/сек* Вместе с тем в дунитах в отдельных случаях отмечаются «сухие» зоны на глубине до 500 *м* Наиболее существенное значение приобретают при этом жильные подземные воды в трещинах и зонах дробления пород Режим источников непостоянен

Трещиноватые водоносные зоны в ультраосновных и основных породах возникают в связи с уралитизацией пород и превращением их в серпентиниты Такие зоны могут иметь практическое значение Так, в серпентинитовом массиве в окрестностях г Серова получены значительные количества хорошей воды, используемой для водоснабжения Большие притоки вод были зафиксированы на Ключевом руднике Некоторые заводы на Среднем Урале обеспечиваются водой подобных трещиноватых зон

По Н Д Буданову [1957], вдоль серпентинизированных массивов Челябинской области наблюдаются зоны разломов верхнемелового верхнетретичного и раннечетвертичного возраста, характеризующиеся значительной обводненностью

В кислых и средних породах преобладают гидрокарбонатные кальциевые и натриевые воды В ультраосновных породах и змеевиках — гидрокарбонатные магниевые, иногда совсем не содержащие натрия *В воде пород, обогащенных пиритом и другими сульфидами, появляются* сульфаты в довольно большом количестве

Необходимо отметить значительную обводненность трещин кварцевых жил широтного простирания, находящихся в дайках гранитпорфиров Березовска в то же время метаморфические сланцы, в которых эти дайки заключены, слабо водоносны

II водоносный комплекс — докембрийских, кембрийских и ордовикских метаморфических и метаморфизованных толщ — представлен различными сланцами, гнейсами, филлитами, песчаниками, кварцитами и карбонатными породами Этот комплекс широко распространен в осевых частях Пайхоя, Полярного, Приполярного, Северного, Среднего Урала и Мугоджар На Южном Урале он разделяется на две полосы, расположенные на восток и запад от меридионального отрезка долины р Урала II водоносный комплекс характеризуется преобладающим развитием пластово трещинных, трещинных и, в несколько меньшем объеме, карстово трещинных вод зон выветривания и трещинно-жильных вод тектонических разломов и трещин По Н С Токареву и Г С Буренину [1941], наиболее водообильны трещиноватые породы в пределах 40—50 *м* от поверхности

Породы комплекса характеризуются небольшой водоносностью, что подтверждается сравнительно малым дебитом источников (обычно менее 1 и реже от 1 до 5 *л/сек*) В отдельных случаях трещинно жильные воды питают источники с дебитом до 12 *л/сек* (Уфалейско Карабашский район, кристаллические сланцы) Известны источники из кварцитов с дебитом до 10 *л/сек* (Г Л Аранович) Воды источников пресные гидрокарбонатные кальциевые Приуроченность отложении этого комплекса к водоразделам создает благоприятную обстановку для питания вод атмосферными осадками, а также обусловливает их перелив в прилегающие более молодые толщи Так, например, ряд пресных источников зафиксирован в хр Урал Тау Вытекают они из трещин в слюдяных кварцитах Комплекс характеризуется невыдержанностью водоносных горизонтов и зон

Наиболее водообильны в этом комплексе карбонатные породы Так, по Г Л Ароновичу, дебит одного из источников, выходящих из доломитов (в Саткинском районе) по р Малому Бердяушу, был равен 118 *л/сек* Известен также источник «Студеный» с дебитом около 4,6 *л/сек*, вытекающий из доломитов бакальской свиты [Буренин и Токарев, 1941]

Установлено, что повышение водообильности карбонатных пород приурочено к зонам дробления и тектоническим швам. Обычно подземные воды в песчано-сланцевых толщах характеризуются более высоким положением уровня, поэтому наблюдается перелив из песчано-сланцевых пород в карбонатные при благоприятном сочетании гипсометрических и тектонических условий.

Породы второго водоносного комплекса достаточно хорошо промыты. Но даже среди них на общем фоне преобладания пресных гидрокарбонатных вод в виде исключения встречаются выходы солоноватых и соленых источников. По данным А. И. Силина-Бекчурина [1949], на отдельных участках в небольших синклинальных структурах образуются местные скопления вод. Структурные осложнения в синклинориях в виде антиклинальных перегибов слоев или глубоких тектонических трещин способствуют поступлению этих вод по трещинам на поверхность. При наличии непромытых комплексов морских пород образуются минеральные источники. Таковы, например, Асинский и Катав-Ивановский источники Инзерского антиклинория. По А. И. Силину-Бекчурину [1949], второй из них приурочен к крупному разлому северо-восточного простирания. Формула состава воды источника такова:

$$M3{,}7\ \frac{Cl\ 88\ SO_4 8\ HCO_3 4}{(K+Na)78\ Ca13\ Mg9};\ t\ 12—13°.$$

Асинский источник выходит в антиклинальном перегибе слоев. Состав воды источника следующий:

$$M18{,}8\ \frac{Cl\ 81\ SO_4 18\ HCO_3 1}{(K+Na)76\ Ca14\ Mg10};\ t\ 11—12°.$$

III водоносный комплекс приурочен к силурийским (готландий) и девонским глинистым и кремнистым сланцам, песчаникам, мергелям, известнякам и эффузивам. Он развит на восточном и западном склонах Урала. Реже этот комплекс встречается в центральных частях Урала, в ядрах синклинальных складок.

Необходимо отметить преобладание эффузивов на восточном склоне и распространение здесь терригенных фаций среди отложений девона. На западном склоне широким развитием пользуются известняки. Характерно преобладание среди водоносных горизонтов комплекса пластово-трещинных и трещинно-карстовых вод, особенно последних. Из известняков вытекают источники нередко с весьма большими дебитами — от 10 до 200 *л/сек* и более. Так, на берегу Вишеры у д. Усть-Уле известен источник «Меленки», вытекающий из ордовикских доломитов с дебитом до 953 *л/сек* [Гуревич, Буренин, Токарев, 1941]. Карстовые воды являются большой помехой при разработке бокситовых месторождений восточного склона Урала. Менее водоносны толщи песчаников. Дебит источников, вытекающих из них, обычно выражается десятыми долями литра в секунду (0,3—0,7 *л/сек*) и редко повышается до 5 *л/сек*.

Эффузивы и их туфы не отличаются большой водообильностью; их воды питают источники с дебитом от 0,2 до 1 *л/сек*, изредка до 6 *л/сек*. Дебит скважин, вскрывших воды эффузивов, 0,7—3,7 и до 5 *л/сек* (эффузивы Тагильского, Свердловского и Челябинского районов).

Для водоносных горизонтов комплекса характерно преобладание пресных гидрокарбонатных кальциевых вод. Воды карбонатных пород используются для водоснабжения. Наряду с этим известны солоноватые хлоридные натриевые минеральные источники, например Нижне-Сергинский. По данным А. И. Силина-Бекчурина [1949] и М. М. Фомичева [1934], Нижне-Сергинский источник приурочен к трещине в известняках (S_2+D_1) недалеко от зоны надвига. Буровой скважиной на курорте Нижние Серги была вскрыта в нижнедевонских известняках минеральная вода следующего состава (по М. М. Фомичеву):

$$M5\ \frac{Cl\,93\ HCO_3 5\ SO_4 2}{(K+Na)93\ Ca5\ Mg2};\ t\ 6-8^{\circ};\ H_2S\ 4{,}4;\ Br1{,}4.$$

IV водоносный комплекс — отложений карбона — представлен песчаниками, глинистыми сланцами, известняками, эффузивами и туфами. Он широко развит на западном склоне Урала, залегая по преимуществу на его окраинах между III и следующим — IV водоносными комплексами. Здесь отмечается преобладание известняков и отсутствие изверженных пород. Распространен этот комплекс в бассейне р. Урала, а также на восточных склонах Южного и отчасти Среднего Урала (терригенные и карбонатные породы, эффузивы, туфы). Спорадически породы этого комплекса встречаются на восточном склоне в северной части Урала.

Данный водоносный комплекс характеризуется довольно выдержанными по простиранию водоносными горизонтами, фациально замещающимися на больших расстояниях. Там, где IV водоносный комплекс встречается совместно с отложениями III комплекса, он обычно залегает в ядрах синклинальных складок, тогда как III водоносный комплекс выступает на поверхность в антиклиналях и подстилает IV водоносный комплекс в синклиналях (Кизеловский и Чусовской районы, западный склон Среднего Урала). В Кизеловском районе известняки девона и нижнего карбона образуют единый водоносный горизонт и отделяются от вышележащих пород относительно водоупорной угленосной свитой.

В гидрогеологическом отношении данный комплекс сходен с предыдущим. Песчаники карбона примерно так же маловодообильны, как девонские; дебит источников 0,1—2 *л/сек* (Вишерско-Чусовской район). Наиболее обводненными среди пород IV комплекса являются толщи известняков, которые образуют достаточно выдержанные по простиранию водоносные горизонты, питающие крупные источники. Широко развит в карбонатных породах IV водоносного комплекса карст, особенно в визейских известняках.

На западной окраине Урала водоносные горизонты передовых складок круто погружаются в область краевого прогиба и из них переливаются в Волго-Камский артезианский бассейн. Частично разгрузка водоносных горизонтов происходит у подножия хребтов или увалов, где наблюдаются источники пресных вод. В отдельных случаях на западной окраине Уральского массива в ядрах антиклинальных складок передовых хребтов по долинам рек появляются минеральные источники, например Тереклинский, Ташастинский, Красноусольский и др. Вода одного из источников наиболее минерализованная, имеет следующий состав [Бурксер, 1942]:

$$M56\ \frac{Cl\,97 SO_4 2{,}5\ HCO_3 0{,}5}{(K+Na)96\ Ca2\ Mg2}\ Br20;\ H_2S\ 26.$$

Сводная формула состава воды некоторых минеральных источников на западном склоне Урала такова:

$$M1{,}4—34\ \frac{Cl\,79—98\ HCO_3 1—16\ SO_4 2—6}{Na74—95\ Ca3—15}\ H_2S.$$

Обращает на себя внимание наличие в воде сероводорода, малое содержание сульфатов, преобладание хлористого натрия.

На Полярном Урале в карбонатных толщах нижнего и среднего палеозоя, несмотря на наличие многолетней мерзлоты, широко развит карст, который проявляется, по Г. В. Лазаренкову [1956], карстовыми воронками по долине р. Елеца и др. и на водоразделах. Диаметры воронок до 25 *м*, глубина до 8 *м*. Здесь известны многочисленные источники пресных карстовых вод.

V водоносный комплекс — пермских отложений — имеет подчиненное значение в пределах Уральского массива. Он появляется спорадически в ядрах синклинальных складок передовых хребтов на западном склоне Урала. Основное свое развитие комплекс пермских отложений получил в смежных с Уралом Волго-Камском и Печорском бассейнах.

VI водоносный комплекс — мезозойских и третичных отложений — также имеет подчиненное значение в пределах Урала и развит преимущественно на его окраинах в Прикаспийском, Тургайском и Западно-Сибирском артезианских бассейнах, где приведена характеристика его водоносности.

VII водоносный комплекс — четвертичных отложений — распространен преимущественно по долинам рек и представлен водоносными аллювиальными песками и галечниками. Наряду с аллювиальными отложениями четвертичного возраста встречается и более древний аллювий. Значение вод аллювиальных отложений очень велико. Они с успехом, например, используются для водоснабжения на Полярном Урале, где дебиты выработок, вскрывших аллювиальный водоносный горизонт, до 1—5 *л/сек* и более, вода имеет хорошее качество [Лазаренков, 1956]. Широко используются воды аллювиальных отложений в остальных частях Урала до Южного Урала включительно.

Большинство населенных пунктов Челябинской области расположено по долинам рек бассейнов Урала и Тобола. Для водоснабжения здесь широко используются грунтовые воды аллювиальных отложений посредством колодцев, а также более сложных каптажей [Буданов, 1956]. Так, значительной водоносностью и мощностью (10—20 *м*) отличается аллювий долины р. Урала, грунтовые воды которого связаны с водами реки и с подземными трещинными и карстовыми водами коренных пород. Особенно важное значение приобретают участки долины, сложенные аллювием на карбонатных породах.

Однако на Южном Урале на водоразделе рр. Урала, Тобола, Илека наряду с вполне пригодными для питья пресными встречаются и слабо солоноватые воды с минерализацией до 3 *г/л* [Фонарев, 1956].

Заключение. Остановимся на некоторых общих вопросах гидрогеологии Урала. Одной из основных его особенностей является зональное, поясное расположение водоносных комплексов, вытянутых согласно простиранию основных структур. Наиболее древние водоносные комплексы залегают в ядре Уральских гор и сменяются в западном направлении все более молодыми: силуро-девонскими, каменноугольными и, наконец, пермскими отложениями. К востоку распространены комплексы силуро-девонских и каменноугольных пород, на которых при погружении палеозойских отложений с резким несогласием залегают терригенные образования мезо-кайнозойского возраста. Такого рода геологическое строение благоприятно для прослеживания водоносных горизонтов и комплексов средне- и верхнепалеозойских отложений по простиранию и вместе с тем характеризуется быстрой их сменой вкрест простирания.

В пределах Уральской складчатой области распространены карстовые воды, приуроченные как к отдельным небольшим прослоям, так и к мощным толщам карбонатных пород. Особенно большое значение эти воды приобретают на западном склоне Урала, где горизонты карстовых вод встречаются чаще и где их мощность более значительна.

При общем движении поверхностных вод зоны выветривания песчано-сланцеватых толщ западного склона с востока на запад горизонты и толщи карбонатных пород, вытянутые в меридиональном направлении, поперек общего стока, представляют собой как бы огромные резервуары, куда стекают подземные воды и где поглощается большая или меньшая часть поверхностных вод при переходе их из участков долин, врезанных

Таблица 28

Химический состав подземных вод Южного Урала

По Н. Д. Буданову [1956]

Место и название отбора проб воды	Минерализация, *г/л*	Содержание ионов, % *экв*					
		HCO_3+CO_3	SO_4	Cl'	Ca	Mg	Na+K
Скважина Пластовского водопровода; даики гранитоидов в серпентинитах	1,862	100	—	—	6	20	74
Верблюжьи горы, шахта № 30 близ пос. Карталы; из серпентинитов	0,471	40	50	10	10	70	20
Река Миасс, пос. Тургояк, источник из серпентинитов . .	0,313	100	—	—	37	3	60
Шахта им. Фрунзе, Кочарский район, глубина 286 *м*, из плагиогранитов	0,929	60	25	15	40	40	20
Село Долгодеревенское Сосновского района, левый берег р. Миасса, скважина, из гранитов	0,846	50	40	10	45	5	50
Там же; источник из гранитов	0,723	34	64	2	31	32	37
Гор. Челябинск, д Каштак, скважина, из гранитов . . .	0,471	60	40	—	45	55	—
Ж.-д. ст. Щагол, в 18 *км* к западу от г. Челябинска, скважина; из плагиогранитов	0,284	30	57	40	43	35	22
Пос. *Ново-Покровка* Варненского района. Скважина глубиной 120 *м*; из диабазов .	64,728	5	15	80	30	10	60
Учалы Башкирской АССР; источник из известняков . . .	0,250	87	13		59	41	—
Курорт Гай Башкирской АССР развед. скважина; медноколчеданные воды	3,70	—	81,2	18,7	19	18	47,5
Пос. Кочкарь, колодец; метаморфические сланцы	0,668	77	—	23	20	20	60

в песчаники и сланцы, в отрезки долин, врезанных в карбонатные породы. Наоборот, при переходе долин из карбонатных пород в песчано-сланцевые некоторый избыток карстовых вод изливается на поверхность и питает реки.

Таким образом, горизонты карбонатных пород представляют собой как бы системы продольных глубоких резервуаров, регулирующих поверхностный и подземный сток, что, несомненно, в благоприятную сторону сказывается на режиме рек западного склона. На восточном склоне карстовые воды имеют ограниченное развитие, но и здесь, например в районе Северо-Уральских бокситовых рудников, они имеют важное значение [Рыжиков, 1954]. Особенно велика роль крупного карстового бассейна, в виде длинного и сравнительно неширокого желоба, протягивающегося на север и юг от долины р. Ваграна (Северный Урал).

Огромные притоки карстовых вод являются крупной помехой в разработках бокситовых руд этого района. Точно так же при освоении месторождений Кизеловского бассейна большие притоки карстовых вод затрудняли проходку шахт.

Как выяснилось, большое значение в развитии карста имели периоды континентального режима, во время которых в некоторых районах Урала происходило неоднократное наложение карстовых процессов, что

обусловило глубокое проникновение карстовых процессов, как это имеет место в бассейнах рр. Чусовой, Кизела, Язьвы и др.

Установлена повсеместная водоносность карбонатных и песчано-сланцевых пород шарнирных частей складок. Так, например, песчаники и сланцы антиклинала Луньевских копей (Средний Урал) оказались более обводненными по сравнению с теми же отложениями в пределах крыла складки (район Кизела). Большая обводненность контактовых зон между известняками и серпентинитами подтверждается удельными дебитами скважин, заданных в известняках на зонах контакта (до 30 *л/сек*). Так же велики удельные дебиты скважин (до 90 *л/сек*), вскрывших карстовые воды в контакте известняков с мартитовыми рудами и глубоко измененными изверженными породами в Тагильском районе.

Однако нужно отметить, что на юге Урала в связи с сухостью климата водообильность известняков, как и других пород, снижается. Здесь удельный дебит скважин, вскрывших трещинно-карстовые воды, порядка 1,1 *л/сек;* максимально возможный — до 15 *л/сек,* дебиты источников 1—6 *л/сек* и редко до 10 *л/сек* [Фонарев, 1956].

Большое практическое значение, помимо карстовых бассейнов, имеют водоносные трещинные линейные зоны, образовавшиеся в результате неоднократных тектонических воздействий на жесткий массив Урала. Наиболее благоприятные условия для возникновения и развития таких зон создаются в пограничных частях, различно построенных (в литологическом и структурном отношении) блоков, сложенных вышеописанными водоносными комплексами. Большинство таких водоносных трещинных зон при небольшой их мощности вытянуто на многие километры в меридиональном направлении и характеризуются весьма значительной водообильностью.

Велико практическое значение грунтовых аллювиальных вод, особенно там, где аллювий лежит на закарстованных известняках или на водоносных трещинных линейных зонах [Буданов, 1956, 1959].

Среди подземных вод Уральской области преобладают гидрокарбонатные кальциевые, магниевые и натриевые. Реже встречаются сульфатные воды, появление которых обусловлено наличием пиритоносных пород и колчеданных месторождений на восточном склоне Урала, выщелачиванием гипсоносных отложений. Еще реже наблюдаются выходы солоноватых и соленых хлоридных вод, возникающие в связи с разгрузкой водоносных горизонтов глубоких синклинальных зон в передовых хребтах западного склона Урала. Высокоминерализованные воды формируются также под влиянием миграции соленых морских вод на северном побережье. Наконец, на юге Уральской области местами появляются хлоридные, сульфатные и другие воды с повышенной минерализацией в различных породах в связи с процессами континентального засоления.

Из микрокомпонентов, встречающихся в подземных водах Уральской области, следует отметить бром в хлоридных минеральных источниках, никель в водах ультраосновных никельсодержащих пород, медь и другие металлы в кислых водах сульфидных месторождений, марганец в водах Улутелякского марганцевого месторождения и радон в водах гранитных массивов восточного склона Урала.

Очень широко подземные воды Урала используются для лечебных целей.

МЕЗО-КАЙНОЗОЙСКИЕ СКЛАДЧАТЫЕ ОБЛАСТИ

Основными водоносными комплексами молодых складчатых областей юга Европейской части СССР и Кавказа являются мезозойские и третичные отложения. К этим областям относятся:

1. Карпатская складчатая область.
2. Крымско-Кавказская складчатая область.

Карпатская складчатая область

Часть Карпатской складчатой области — Восточные Карпаты расположены к югу от Львовского артезианского бассейна. Это среднегорная страна с наивысшими отметками от 1679 *м* (гора Стой) до 2038 *м* (гора Говерла), расположенная в зоне избыточного увлажнения. Главный водораздел Карпат протягивается с юго-востока на северо-запад и разделяет бассейны Вислы, Днестра, Прута и Серета, с одной стороны, и Тиссы — с другой. Дренажная сеть в пределах Карпат густая. Сток быстрый, но не обильный, характеризуется величинами в 100—150 *мм* и модулями стока от 4 до 25 *л/сек* с 1 *км*^{2}.

В строении Карпат принимают участие докембрийские, палеозойские, триасовые, юрские, меловые, палеогеновые, неогеновые и четвертичные отложения. В сложной антиклинальной структуре Карпат, по М. В. Муратову, с юго-запада на северо-восток выделяются:

1) межгорные Чоп-Мукачевская и Солотвинская депрессии;

2) юго-западное крыло мегантиклинала;

3) внутреннее кристаллическое ядро и его северо-западное продолжение — зона карпатских утесов;

4) северо-восточное крыло мегантиклинала, в состав которого входят: а) внутренняя антиклинальная зона; б) центральная синклинальная зона; в) внешняя антиклинальная зона с покровно-надвиговым строением;

5) предкарпатский передовой прогиб, к которому относятся: а) внутренняя зона Предкарпатского передового прогиба; б) внешняя зона Предкарпатского передового прогиба (которая авторами отнесена к Львовскому и Причерноморскому бассейнам).

В пределах Карпат можно выделить следующие водоносные комплексы:

I водоносный комплекс — докембрийских и палеозойских гнейсов, парасланцев, метаморфизованных сланцев с прослоями и дайками порфиритов, кварцитов, известняков, мраморов, а также с герцинскими интрузиями гранитов. Он приурочен к внутреннему кристаллическому ядру Карпат и характеризуется преобладающим развитием трещинных пресных гидрокарбонатных вод. К трещинно-жильным водам относятся и углекислые минеральные воды Мармарошского кристаллического массива. Источники этих вод имеются в долине р. Тиссы в 6 *км* на юг от с. Рахово; состав воды следующий [Бабинец, 1948]:

$$CO_2 1{,}9\ M2{,}2\ \frac{HCO_3 83}{Ca59\ Na29}.$$

В метаморфизованных породах карбонатного и сланцевого комплексов формируются углекислые воды, примером которых является вода углекислого источника в долине р. Берлебоша. Состав ее следующий:

$$CO_2 0{,}8\ M0{,}5\ \frac{HCO_3 92}{Ca56\ Mg27}.$$

Дебит источников кристаллических сланцев обычно выражается сотыми долями литра в секунду; источники, питающиеся водами мраморов, имеют дебит от 0,1 *л/сек* и несколько более.

II водоносный комплекс — триасовых и юрских конгломератов, песчаников, сланцев, известняков, в которых преобладают трещинно-пластовые и трещинно-карстовые воды. Водоносный комплекс развит в пределах зоны Карпатских утесов, где он выходит в ядрах антиклинальных структур. Этот комплекс прослеживается также в синклиналях Мармарошского кристаллического массива. На кристаллических породах мезозойские отложения залегают относительно спокойно, но с резким несогласием. Они почти не метаморфизованы и образуют как бы небольшие изолированные бассейны грунтовых и артезианских вод.

III водоносный комплекс — меловых и палеогеновых песчано глинистых отложении (флиш) К этому же комплексу относится песчано глинистая свита нижнего мела, развитая вдоль восточного края Внутреннего кристаллического массива III водоносный комплекс мелового и палеогенового флиша развит во внутреннеи антиклинальной зоне Он широкой полосой протягивается с юго востока на северо запад, слагая юго западный склон Карпатских гор, а местами и главный водораздел

Для этого комплекса характерно преобладание пластово трещинных вод, отсутствие выдержанных водоносных горизонтов Водоносность комплекса невелика, что подтверждается малым дебитом источников и скважин Только выходы трещинных вод, приуроченных к крупным разломам и мощным пластам песчаников, отличаются повышенным дебитом

В верхнеи трещиноватой зоне выветривания преобладают пресные гидрокарбонатные кальциевые и магниевые воды На глубине они переходят в воды пресные и слабо солоноватые гидрокарбонатные натриевые, а на еще больших глубинах — в хлоридно-гидрокарбонатные и гидрокарбонатно хлоридные солоноватые воды Наряду с пресными (и солоноватыми на глубине) широко распространены здесь углекислые минеральные воды

Отмечаются линеиное расположение углекислых источников, приуроченность гидроминеральных линий к системам дизъюнктивных нарушении и разломов вдоль антиклинальных структур Углекислые источники, связанные преимущественно с породами мелового флиша, характеризуются обычно малыми дебитами (сотые и десятые доли литра в секунду), но встречаются иногда источники с повышенным дебитом По данным Л К Овчинниковой и А М Овчинникова, для зоны углекислых вод флишевых отложении Карпат наиболее характерны углекислые гидрокарбонатные натриевые воды боржомского типа (курорт Поляна) Местами здесь встречаются воды ессентукского типа (Соймы) О составе этих вод можно судить по нижеприведенным примерам

Углекислые гидрокарбонатные кальциевые воды (Кобилецкая Поляна) имеют следующий состав

$$CO_2 1{,}6\ M\ 1{,}9\ \frac{HCO_3 97}{Ca 77\ Mg 20}\ Fe\ 13$$

Состав углекислых гидрокарбонатных натриевых вод, наиболее распространенных (Поляна Квасова, Свалява, Солочин и др), следующии (по трем анализам)

$$CO_2 2{,}2—2{,}9\ M 5—11\ \frac{HCO_3 88—96}{Na\ 91—96}$$

Углекислые гидрокарбонатно хлоридные натриевые воды (с Драгово) по составу отвечают нижеприведеннои формуле

$$CO_2 3{,}5\ M 7\ \frac{Cl\ 50\ HCO_3 50}{Na 93}$$

Из приводимых данных видно, что слабо солоноватые воды Кобилецкой Поляны содержат относительно немного углекислоты и относятся к кальциевым Сильно солоноватые воды с более высокой минерализацией и с более высоким содержанием углекислоты — к натриевым Наконец, сильно солоноватые, наиболее насыщенные углекислотои воды Драгова отличаются от предыдущих повышенным содержание хлора, что и позволяет считать эти воды гидрокарбонатно хлоридными, по составу близкими к ессентукским Приведенные примеры подтверждают высказанную выше мысль о присутствии в глубоких частях карпатских структур соленых вод

Наряду с азотными, углекислыми и смешанными газами в водах внутренней антиклинальнои зоны отмечается присутствие метана

К северо-востоку от зоны развития мелового и палеогенового флиша протягивается центральная синклинальная зона преимущественного развития палеогенового флиша, относящаяся к тому же II водоносному комплексу, но выделяемая особо. Эта зона слагает главный водораздел Карпатских гор и верхнюю часть их северо-восточного склона. Для нее, так же как и для предыдущей зоны, характерны сравнительно малые дебиты источников. Как и всюду, дебит источников, вытекающих из песчаников флиша, несколько выше, чем источников, вытекающих из глинистых отложений.

Пресные гидрокарбонатные воды верхней зоны трещин выветривания с глубиной переходят в солоноватые и соленые и изменяют состав на хлоридно-гидрокарбонатный, гидрокарбонатно-хлоридный и хлоридный. По данным А. И. Поливановой [1955], в одних частях центральной синклинальной зоны минерализация и состав воды изменяются медленно и до глубины 700 *м* существенных перемен нет. В других районах (вблизи нефтяных месторождений) переход от пресных гидрокарбонатных к солоноватым и соленым хлоридным кальциево-натриевым водам отмечается в пределах 150 *м*. Уже на глубинах в 150—200 *м* от поверхности земли в слабо соленых водах с минерализацией 10—20 *г/л* отмечается присутствие брома, йода. Необходимо отметить наличие нефтяных месторождений и вод нефтяного типа, а также присутствие на глубине метана, имеющего региональное распространение в центральной синклинальной зоне на сравнительно небольшой глубине.

На южной окраине синклинальной зоны к палеогеновому флишу приурочены углекислые источники (от подножия горы Говерла на востоке и до с. Ужок на западе). Эти источники прослеживаются по линиям дизъюнктивных нарушений антиклинальных складок. Одни из них представляют собой обычные слабо солоноватые и пресные, насыщенные углекислотой воды верхней трещинной зоны, другие — слабо или сильно солоноватые, имеют характер метаморфизованных трещинно-жильных вод, поднимающихся с более значительных глубин. Приводимые ниже анализы говорят о том, что глубины, с которых поднимается вода, не превышают, видимо, первых сотен метров. Это подтверждается низкой температурой вод. Состав вод источников следующий (по А. Е. Бабинцу):

Углекислые воды неглубокой циркуляции гидрокарбонатные кальциевые (гора Мокра Руска):

$$CO_2 1{,}9\ M 2{,}2\ \frac{HCO_3 99}{Ca 78}.$$

Углекислые воды неглубокой циркуляции гидрокарбонатные магниево-кальциевые — с. Ужок:

$$CO_2 2{,}2\ M 0{,}9\ \frac{HCO_3 81}{Ca 61\ Mg 24}.$$

Углекислые воды более глубокой циркуляции гидрокарбонатные натриево-кальциевые — близ с. Сойми:

$$CO_2 3{,}3\ M 4{,}6\ \frac{HCO_3 81}{Ca 46\ Na 45}.$$

Углекислые воды из зоны наиболее глубокой циркуляции гидрокарбонатно-хлоридные натриевые ессентукского типа — близ с. Сойми:

$$CO_2 2{,}7\ M 5{,}5\ \frac{Cl\ 59\ HCO_3 41}{Na 81}\ B, F, Li.$$

К северо-востоку от центральной синклинальной зоны, вдоль нее протягивается внешняя антиклинальная зона. Она характеризуется наличием систем крутых продольных антиклинальных и синклинальных складок, сложенных меловым и палеогеновым флишем. Крупным надвигом внешняя антиклинальная зона Карпат отделяется от расположенной к северо-востоку внутренней зоны Предкарпатского передового прогиба.

С ней связано большинство нефтяных месторождений Карпат. Водоносность этой зоны также невелика [Поливанова, 1955]. Дебит большинства источников и скважин не превышает 1 *л/сек* и как исключение достигает 5 *л/сек*. Дебиты скважин в районах нефтяных месторождений иногда достаточно глубоких (до 1000 *м* и более), обычно не превышают 2—6 *л/сек*, в виде редкого исключения повышаясь до 8—12 *л/сек*.

Вертикальная гидрохимическая зональность III водоносного комплекса в этих районах прослеживается особенно ясно. Пресные и слабо солоноватые гидрокарбонатные кальциевые и натриевые воды сменяются с глубиной через ряд промежуточных типов на солоноватые, соленые и рассолы, вначале — хлоридные натриевые, а на больших глубинах — хлоридные кальциево-натриевые.

На глубине 650—700 *м* появляются воды с минерализацией 20—50 *г/л*, а на глубине 700—900 *м* минерализация вод возрастает до 50—70 *г/л*. На еще больших глубинах вскрыты крепкие рассолы: на 1900 *м* с минерализацией 146 *г/л* и на 2600 *м* с минерализацией 184 *г/л*. А. И. Поливанова отмечает, что минерализация вод увеличивается быстрее (т. е. гидрохимическая ступень минерализации уменьшается) там, где отложения внешней антиклинальной зоны надвинуты на соленосные породы миоцена. Здесь на сравнительно небольшой глубине встречаются крепкие рассолы с минерализацией свыше 200 *г/л*. Тем же автором указано наличие в водах Br, I и других микрокомпонентов. С несомненностью устанавливается преобладающее распространение углеводородных газов (метана и тяжелых углеводородов), а также вод азотных, углекисло-азотных, азотно-углекислых с содержанием углекислоты до 45—75%.

IV водоносный комплекс — неогеновых отложений — распространен в пределах внутренней зоны передового прогиба. Он представлен соленосной песчано-глинистой толщей, вверху перекрытой мергелистыми глинами и песчаниками. Комплекс слабо водоносен. Здесь большое распространение получили хлоридные кальциево-натриевые рассолы с минерализацией от 70 до 300 *г/л*, в газовом составе которых преобладает метан. Нефтяные месторождения имеются и в этой зоне, и в складчатой антиклинальной зоне. Характерно также наличие в водах I, Br и других микрокомпонентов.

Лишь в верхней маломощной зоне трещин имеются пресные воды, практическая ценность которых невелика вследствие слабой водоотдачи вмещающих пород. Выдержанных водоносных горизонтов в толще IV комплекса нет, ибо этому препятствует «развитие крупных, иногда опрокинутых на северо-восток складок, осложненных надвигами» [Муратов, 1949]. Кроме того, юго-западное крыло внутренней зоны прогиба, в пределах которой распространен IV водоносный комплекс, ограничено палеогеновыми и меловыми породами Карпат и «частично перекрыто надвигами» [Муратов, 1949].

Местами IV водоносный комплекс в пределах внутренней зоны Предкарпатского передового прогиба залегает на палеогеновых и верхнемеловых отложениях. Последние в этой части Предкарпатского прогиба «меняют свой фациальный облик» и, судя по данным скважины «Гуцулл», в районе Косова, представлены здесь известняками, чередующимися с мергелями, тогда как в смежной внешней антиклинальной зоне мел и неоген представлены флишем.

Все приведенные сведения позволяют отнести внутреннюю зону к артезианским бассейнам — Львовскому и Причерноморскому.

Переход внутренней зоны Передового прогиба во внешнюю, приуроченную к платформенной части прогиба, по М. В. Муратову, «совершается довольно резко и выражается в сильном уменьшении мощности и выклинивании ряда горизонтов неогена. Кроме того, по крайней мере местами, этот переход сопровождается мелкими нарушениями» [Муратов,

1949] — пологими антиклинальными поднятиями, вытянутыми с северо-запада на юго-восток, крутыми флексурами, мелкими сбросами.

В Закарпатье соленосные отложения нижнего миоцена выполняют осевую часть Верхне-Тиссенской (Солотвинской) депрессии. Они перекрыты здесь толщей песчано-глинистых пород и конгломератов миоцена, содержащих комплекс водоносных горизонтов с водой различного состава и минерализации. Солоноватые, соленые воды и рассолы Верхне-Тиссенского межгорного артезианского бассейна залегают неглубоко от дневной поверхности. Они характеризуются различной минерализацией, преобладанием хлоридов натрия и присутствием сероводорода. Источники соленых вод подчинены линейно-ориентированной соляной тектонике. Они имеют малую практическую ценность вследствие низкого дебита. В качестве примера приведем сводную формулу Курлова для проб воды из колодца с. Округла, источников сс. Теребля, Апшиця и Средняя Апшиця:

$$M4 — 150 \frac{Cl\,89—99}{Na\,81—98} I, Br.$$

Кроме большого количества хлористого натрия, в воде содержатся хлориды кальция, магния, йод, бром. В формировании состава этих вод, по А. Е. Бабинцу [1948], принимают участие инфильтрационные воды атмосферного происхождения и глубокие метаморфизованные межпластовые воды. Несомненно, велика роль соленосных толщ, за счет выщелачивания и растворения которых поступает в воду хлористый натрий и другие компоненты. На значительной глубине морские и соленосные лагунные отложения нижнего миоцена вскрыты скважинами в Венгерской впадине.

V водоносный комплекс — тортонских и сарматских отложений — развит во впадинах Закарпатья. Он представлен в Солотвинской депрессии песчанистыми породами с прослоями конгломератов, а также туфами и кислыми лавами; вверху перекрыт андезитами и базальтами, на которых залегает угленосная песчано-глинистая толща (сармат). Структура и состав водоносного комплекса очень сложны и подлежат дальнейшему изучению и расчленению.

VI водоносный комплекс — основных лав — характеризуется наличием неглубоко залегающих трещинных гидрокарбонатных вод. Развит он в Закарпатье, слагая Выгорлат-Гутинскую гряду, отделяющую Чоп-Мукачевский межгорный артезианский бассейн от южного склона Карпат. К этому комплексу приурочены также спорадически встречающиеся трещинно-жильные холодные углекислые воды. Они появляются на окраинах Выгорлат-Гутинской гряды и характеризуются небольшой минерализацией, преобладанием гидрокарбонатов и переменным катионным составом. В качестве примеров приведем формулы Курлова для воды ряда источников [Бабинец, 1948]:

Тип пресных гидрокарбонатных магниево-натриево-кальциевых вод

Источник «Теплица», вблизи г. Виноградова

$$M0,2 \frac{HCO_3 88}{Ca38\ Na36\ Mg24}$$

Тип углекислых гидрокарбонатных магниево-натриево-кальциевых вод (Ужгород, ул. Яроша, 13).

$$CO_2 1,5; M0,9 \frac{HCO_3 57}{Ca49\ Na26\ Mg25}.$$

Тип углекислых гидрокарбонатных магниево-кальциевых вод (источник курорта Деренивка)

$$M0,2 \frac{HCO_3 90}{Ca54\ Mg40}.$$

По характеру минерализации А. Е. Бабинец относит воды этих источников к обычным инфильтрационным водам атмосферного происхождения, обогащенным углекислотой, поступающей с больших глубин.

VII водоносный комплекс — плиоценовых и четвертичных отложений — представлен разнообразными по составу и генезису образованиями. Наибольший интерес представляют воды песков и галечников предгорных, межгорных и аллювиальных отложений северного и южного склонов Карпат и закарпатских межгорных котловин

Основные гидрогеологические единицы Карпатской области следующие:

1. Северный округ стока поверхностных и подземных вод, приуроченный в основном к бассейнам Днестра, Прута и Серета с возможным использованием в питьевых целях аллювиальных вод предгорных галечников. С точки зрения бальнеологического и промышленного использования вод палеогена и неогена этот округ подразделяется на гидрогеологические районы (зоны):

а) внутреннюю антиклинальную зону (в пределах округа находится лишь небольшая часть этой зоны);

б) центральную синклинальную зону;

в) внешнюю антиклинальную зону;

г) внутреннюю зону Предкарпатского передового прогиба.

2. Южный округ стока поверхностных и подземных вод (бассейн р.Тиссы) с возможным использованием для водоснабжения аллювиальных вод и вод флишевых отложений. Бальнеологическое значение имеют здесь разнообразные по составу углекислые минеральные воды. Этот округ стока в основном принадлежит к внутренней антиклинальной зоне

3 Территория Марморошского кристаллического массива, район возможного использования трещинно-жильных вод, частично углекислых

4. Район Выгорлат-Гутинской гряды эффузивов, где возможно использование трещинных вод, аллювиальных вод и вод углекислых источников.

5. Верхне-Тиссенский межгорный артезианский бассейн пресных, соленых вод и рассолов; возможно использование вод аллювиальных и трещинных отложений. За Тиссой А. М. Овчинниковым [1946] выделяется полоса углекислых гидрокарбонатных натриевых вод типа Боржоми (Шаян).

6. Чоп-Мукачевский межгорный артезианский бассейн. Район возможного использования пресных аллювиальных и сарматских (?) вод, а также рассолов с больших глубин. Бассейн мало изучен в гидрогеологическом отношении.

Краткий обзор гидрогелогических условий Карпатской области и прилегающих к нему с юга артезианских бассейнов показывает, что ей свойственны специфические черты, отличающие ее от других южных гидрогеологических областей: здесь нет ясно выраженной краевой зоны разгрузки, отсутствуют термальные источники, отмечена слабая водоносность флишевых толщ [Овчинников, 1946, 1947].

В пределах области прослеживается ряд гидрогеологических зон, вытянутых с юго-востока на северо-запад согласно с общим простиранием горной системы Карпат. Вместе с тем вырисовывается гидрохимическое зональное в плане и на глубину строение данной территории. Оно выражено в смене с глубиной пресных вод солоноватыми, солеными и рассолами.

Наконец, необходимо отметить асимметричность массива с гидрогеологической точки зрения (так же как и с геологической). Эта асимметрия особенно подчеркивается появлением в Южном округе стока многочисленных и разнообразных углекислых источников, неизвестных на северном склоне Карпат.

Отсутствие в коренных отложениях Карпат хорошо выраженных, водообильных горизонтов, высокая минерализация их вод на сравнительно небольшой глубине обесценивают водоносные комплексы данной области с точки зрения питьевого водоснабжения. Главнейшими источниками пресных питьевых вод здесь являются поверхностные и аллювиальные воды. Большое бальнеологическое значение имеют многочисленные углекислые источники Закарпатья, соленые сероводородные воды Предкарпатья.

Крымско-Кавказская складчатая область

Крымско-Кавказская область объединяет складчатые сооружения Крыма и Кавказа; в свою очередь ее можно разделить на Крымскую складчатую область, Керченско-Таманскую систему малых артезианских бассейнов и мульд [1] и Кавказскую складчатую область

Крымская складчатая область

К Крымской области относится южная (горная) часть Крымского полуострова. На севере эта территория граничит с Алминско-Сакским и Индольским артезианскими бассейнами, на юге — примыкает к Черному морю. Наибольшей высоты эта горная область достигает в пределах столовых массивов Чатыр-Дага и Бабуган-Яйлы, где расположена самая высокая вершина Крымских гор — гора Роман-Кош (ее отметка 1545 *м*).

Главный водораздел Крымских гор вытянут с северо-востока на юго-запад и разделяет бассейны стока на южный и северо-западный, где сток направлен в сторону Черного моря, и северный со стоком в Сиваш (или Гнилое озеро). Количество атмосферных осадков изменяется по мере возрастания отметок местности от 300 до 1200 *мм*. Сток колеблется от 15 до 300, а в отдельных точках достигает почти 1000 *мм*. Модуль стока увеличивается от 2 до 15 *л/сек* с 1 *км*^{2}. Эрозионная сеть густая, но рек сравнительно немного. Более крупные реки расположены на северном склоне. С крутого южного склона сбегают лишь небольшие ручьи, из которых многие в жару пересыхают и не доносят своих вод до моря.

В геологическом строении Горного Крыма принимают участие триасовые, юрские, меловые, отчасти палеогеновые, а также четвертичные отложения. Небольшое значение имеют изверженные породы. В тектоническом отношении Крымская складчатая страна представляет собой, по М. В. Муратову [1949], сложно построенную мегантиклиналь, состоящую из крупных антиклинальных и синклинальных структур. Северо-западные и северные крылья мегантиклинали Горного Крыма образованы верхнемеловыми, палеогеновыми и неогеновыми отложениями, слагающими Вторую и Третью гряды Крымских гор. Они несогласно перекрывают структурные элементы ядра мегантиклинали, залегая как на различных частях этих структур, так и на отложениях разного возраста — от сланцев таврической свиты до аптских образований. На восточной оконечности Крымских гор в области погружения складок верхний мел и палеоген участвуют в строении внутренней части мегантиклинали.

В гидрогеологическом отношении к Горному Крыму по существу относится Первая — Южная горная гряда. Две другие уже входят в состав краевых участков Алминско-Сакского и Индольского артезианских бассейнов (второго порядка) и являются областями питания водоносных горизонтов южных крыльев этих бассейнов, принадлежащих к Причерноморскому и Приазовскому артезианским бассейнам. В пределах Горного Крыма выделяются четыре водоносных комплекса.

---

[1] Тамань является северо-западным окончанием Кавказа, но по структуре связана с Крымом.

I водоносный комплекс, приуроченный к толще таврических глинистых и кремнистых сланцев, тонкозернистых песчаников и тонких прослоев известняков. Возраст толщи — триас и нижняя юра, мощность — 4000—6000 *м*[1]. Она смята в сложные складки и разбита многочисленными трещинами. Слагающие ее породы слабо водоносны. Для комплекса характерно развитие пластово-трещинных вод зоны выветривания и трещинно-жильных вод тектонических разломов. Дебит источников и выработок, вскрывающих таврический комплекс, как правило, ничтожно мал. Он выражается сотыми и тысячными долями литра в секунду и лишь в отдельных случаях повышается до 1 *л/сек* и более Источники с большим дебитом обычно соответствуют выходу на поверхность трещинно-жильных вод. С. В. Альбовым, в пределах таврической толщи, выделены три гидрохимические зоны: А — пресных и слабо солоноватых гидрокарбонатных вод; Б — сульфатных пресных и солоноватых вод; В — хлоридных солоноватых и соленых вод. Присутствие в водах комплекса хлоридов, брома, йода свидетельствует о существовании на глубине вод еще не отмытого морского комплекса.

Особенно широко распространены пресные гидрокарбонатные кальциевые воды на северном склоне (С. В. Альбов). Таврическая толща промыта здесь интенсивнее, глубже и на более значительных площадях по сравнению с южным склоном. Так, например, содержание сульфатов в водах источников, связанных с I водоносным комплексом (северный склон), по С. В. Альбову, колеблется в пределах от 56 до 815 *мг/л*, тогда как на южном склоне оно изменяется от 196 до 2500 *мг/л*.

Эта гидрохимическая асимметрия Крымского массива объясняется бо́льшим количеством осадков, выпадающих на северном склоне (по сравнению с южным склоном). С глубиной гидрокарбонатные кальциевые воды переходят в гидрокарбонатные натриевые, а еще чаще в сульфатные кальциевые и натриевые; на южном склоне сульфатные натриевые и кальциевые и сульфатно-гидрокарбонатные воды преобладают По минерализации это воды пресные и слабо солоноватые с жесткостью обычно 3,5—18 *мг-экв*.

В качестве примеров приводим анализы воды источников, приуроченных к толще таврических сланцев (М. М. Фомичев).

Тип воды гидрокарбонатный магниево-кальциевый; источник Бешуй в 18 *км* к югу от г. Симферополя, в долине р. Алмы.

$$M0{,}5\ \frac{HCO_3 76\ SO_4 19\ Cl\ 5}{Ca50\ Mg33(K+Na)17}\ .$$

Тип воды сульфатно-гидрокарбонатный магниево-натриево-кальциевый, источник Карабах в Алуштинском районе.

$$M1{,}7\ \frac{HCO_3 56\ SO_4 31\ Cl\ 13}{Ca41(K+Na)30\ Mg29}$$

Тип воды гидрокарбонатно-сульфатный натриево-магниево-кальциевый, источник Мелас близ Байдарских ворот, Южный берег Крыма

$$M1{,}5\ \frac{SO_4 55\ HCO_3 35\ Cl\ 10}{Ca58\ Mg22(K+Na)20}\ .$$

Тип воды хлоридный кальциево-натриевый, источник Куйбышевский (Адми-су) в Кокозской долине, приурочен к глубокому разлому в ядре брахиантиклинальной складки в таврических сланцах.

$$M4{,}2\ \frac{Cl\ 99}{Na60\ Ca38}\ Br, I, B, H_2S; t\ 14°; D \sim 14\ л/сек\ .$$

---

[1] Ялтинская скважина не вышла из таврической толщи при глубине забоя в 2300 *м* на глубине 800 *м* и больше вскрыты соленые хлоридные натриевые воды.

Первые три анализа характеризуют до известной степени первую и вторую гидрохимическую зоны, выделенные С. В. Альбовым. Анализ источника Куйбышевского, по-видимому, типичен для вод более глубокой — хлоридной зоны. Воду этого источника можно рассматривать как сильно метаморфизованную («хлор-кальциевую»), содержащую комплекс компонентов морского происхождения. Присутствие в воде источника метана и в малых количествах сероводорода свидетельствует о происходящих на глубине биохимических процессах.

II водоносный комплекс — юрских и на ограниченных участках меловых известняков — характеризуется развитием карстовых вод. Известняки распространены на главном водоразделе Первой гряды Крымских гор (Яйлы) и залегают большей частью на верхнеюрских конгломератах и песчаниках, а местами непосредственно на среднеюрских сланцах, которые располагаются в свою очередь на неровной поверхности таврической толщи. Последняя играет роль относительного водоупора для этого обильного водоносного комплекса. Мощность верхнеюрских известняков от 100—300 до 500—800 *м*.

Наибольшую мощность водоносный комплекс имеет в осевой части инклинальных складок. Положение подошвы известковой толщи колеблется в больших пределах. Местами оно соответствует 1000 *м* абсолютной высоты (гора Чатыр-Даг) и более, местами же подошвы известняков залегают ниже уровня моря (мыс Айя, Балаклава и др.). Для известняков характерна мощная зона аэрации, на отдельных участках достигающая 200—300 *м* и более.

К известнякам приурочен весьма обильный водоносный горизонт. Он питает многочисленные источники на южном и северном склонах Первой гряды Крымских гор. Среди источников многие имеют дебит от 1 до 10 *л/сек* и более. Некоторые, особенно мощные ключи, имеют дебит, выражающийся сотнями литров в секунду. Так, например, источник Карасу-Баши, близ г. Белогорска, имеет дебит в среднем 1500 *л/сек*, в зависимости от сезона года дебит изменяется от 150 до 20 000 *л/сек*.

Карстовые воды Горного Крыма являются лучшими по составу на Крымском полуострове. Их минерализация от 0,2 до 0,4 *г/л;* воды гидрокарбонатные кальциевые с жесткостью от 2,8 до 5 *мг-экв*. В них содержится гидрокарбонатов 160—190 *мг/л*, сульфатов 12—17 *мг/л*, хлора 6—10 *мг/л*. В отдельных случаях минерализация вод юрских известняков повышается и несколько меняется их состав. Так, например, воды источников Перчем-Кая в окрестностях Судака по составу пресные, сульфатно-гидрокарбонатные магниево-кальциевые (М. М Фомичев)

$$M0{,}52\ \frac{HCO_3 63\ SO_4 30\ Cl\ 7}{Ca 71\ Mg 24 (K+Na) 5}$$

или сероводородные, сульфатно-гидрокарбонатные кальциево-натриевые

$$M0{,}75\ \frac{HCO_3 64\ SO_4 20\ Cl\ 10}{(K+Na) 59\ Ca 28\ Mg 13}\ H_2S\ .$$

Питание II водоносного комплекса происходит на плоских закарстованных водораздельных территориях. Сильная трещиноватость и большая закарстованность выходящих на поверхность известняков увеличивают долю подземного стока. Высокое плато Яйлы представляет собой классическую область карста средиземноморского типа, где распространены многочисленные воронки, шахты, пещеры и другие карстовые проявления, способствующие поглощению атмосферных вод, выпадающих на водоразделе.

Основная разгрузка вод комплекса осуществляется на северных и южных склонах Крымских гор, вблизи контакта известняков с подстилающими их сланцами средней юры и таврической толщи. Источники с крупным дебитом приурочены к тем частям склонов гор, где контакт

известняков со сланцами вскрыт наиболее низко. Часть вод проникает в трещины таврических сланцев и пополняет запасы I водоносного комплекса. Там, где юрские известняки опускаются ниже уровня моря до глубины нескольких десятков метров, карстовые воды образуют субмаринные восходящие пресные источники.

Зона интенсивного стока в засушливый период года весьма уменьшается в своей мощности. В этот период функционируют лишь наиболее водообильные источники, через которые осуществляется дренаж самой глубокой части карстового массива.

От оси Главного хребта поток карстовых вод движется на север и юг, причем бо́льшая часть потока направлена на север. Частично разгрузка карстовых вод происходит по трещинам тектонических нарушений и, наконец, некоторая часть трещинных и карстовых вод (на востоке) переливается в третичные отложения Степного Крыма. Наиболее яркий пример питания плиоценовых водоносных горизонтов карстовыми водами горы Агармыш можно наблюдать в районе Старого Крыма.

III водоносный комплекс — продуктов коры выветривания таврических сланцев и известняков — имеет некоторое значение на Южном берегу Крыма. В делювиальных и оползневых отложениях южного склона, представленных обломочными толщами, состоящими из разнородного материала — сланцев, песчаников, известняков, нередко содержатся небольшие грунтовые потоки, питание которых частью связано с вторичным поглощением вод основного (второго) водоносного комплекса. Подземные воды III водоносного комплекса способствуют образованию оползней в сланцевой толще. Подвижность оползневых участков оживляется в годы обильных осадков и замирает в засушливые годы.

IV водоносный комплекс — аллювиальных отложений — имеет подчиненное значение; используется колодцами по долинам рек. Состав вод аллювия зависит от условий их питания и меняется в довольно широких пределах. Наиболее низкое качество грунтовых аллювиальных вод отмечается на востоке области.

Заключение. В Крымской области главным источником водоснабжения являются подземные воды сложного карстового бассейна.

Основными гидрогеологическими районами Горного Крыма являются южный, северо-западный и северный. Подземные воды этих районов получают питание за счет атмосферных осадков на плоских водоразделах Крымских гор.

Горный Крым можно назвать страной источников, являющихся основой водоснабжения его городов и иных населенных пунктов. Наконец, Горный Крым является крупным коллектором атмосферных вод. Отсюда атмосферные воды посредством поверхностного и подземного стока в значительной своей части направляются «в предгорья и далее в степную область Крыма и питают местами отчасти грунтовые, а главным образом артезианские воды» [Альбов, 1955]. Тем самым намечается тесная гидрогеологическая связь Горного Крыма с Алминско-Сакским и Индольским артезианскими бассейнами Степного Крыма и прилежащим на востоке Феодосийским районом.

Керченско-Таманская область (система) малых артезианских бассейнов и мульд

Керченско-Таманская область артезианских вод объединяет в гидрогеологическом отношении Керченский и Таманский полуострова. Она захватывает восточное окончание северного склона Крымских гор и западное окончание северного склона Большого Кавказа. Область эта разделяется Керченским проливом на две части: Керченскую — западную и Таманскую — восточную. Гидрогеологические условия этой складчатой

области своеобразны. На мощной (местами до 3 *км*) толще практически безводных майкопских глин, содержащих только маломощные пласты и линзы слабо водоносных песков, и подстилающих глины эоценовых и меловых мергелях залегают отложения неогена. Они представлены в основном глинистыми толщами, в которые включены водоносные горизонты песков, песчаников, ракушечных и иных известняков. Третичные отложения собраны в складки и образуют целую систему (несколько десятков) малых артезианских бассейнов и мульд, приуроченных к области развития пологопадающих на север палеогеновых и меловых слоев, образующих моноклиналь [Яроцкий, 1952]. Гидрогеологический разрез неогена характеризуется рядом особенностей [Альбов, 1955].

Выше майкопских глин залегает тортонский водоносный комплекс (нижняя часть неогена), представленный песками, песчаниками, известняками, переслаивающимися с глинами. Воды его используются довольно широко. Дебит источников и скважин менее 1 *л/сек*. Минерализация воды растет по мере погружения слоев. В разных артезианских мульдах она изменяется от 0,7 до 15,5 *г/л*. Интересно отметить, что в Чонгелекской антиклинальной структуре на глубинах 680—850 *м* (юго-восток Керченского полуострова) бурением вскрыты в чокракских отложениях термальные воды с t 34—52°.

Следующий сарматский водоносный комплекс представлен прослоями известняков, залегающих среди глин; отложения комплекса слабо водоносны и характеризуются дебитом скважин менее 0,5 *л/сек*. Воды преимущественно солоноватые, используются мало.

Мэотический водоносный комплекс является основным на Керченском полуострове. Подземные воды мэотиса приурочены к пескам и известнякам-ракушнякам. Водообильность горизонтов небольшая, дебит источников менее 0,3 *л/сек*, дебит скважин от 0,5 до 3 *л/сек* и более. Известен пресный источник на горе Опук, на южном берегу Керченского полуострова с дебитом в 0,3 *л/сек*. Относительно большим дебитом обладает источник в окрестностях г. Керчи с дебитом в 3 *л/сек* и минерализацией воды 0,5 *г/л*. Наиболее значительные дебиты получены скважинами в Аджимушкайской артезианской мульде (0,7—5,3 *л/сек*). Качество воды местами вполне удовлетворительное, минерализация ее 0,3—1,5 *г/л*. Отмечается ухудшение качества воды по направлению к осям мульд, а в некоторых случаях сезонное изменение ее состава. Летом увеличивается содержание сульфатов, а зимой, осенью и весной — хлоридов.

Понтический водоносный горизонт представлен известняками-ракушечниками и в центральной части мульд пластами песков, залегающих среди глин. Водоносность горизонта мала. Преобладают солоноватые воды. В одной из мульд нижний водоносный горизонт содержит воду более высокого качества, чем верхний.

Отложения куяльницкого яруса и надрудные слои (верхний плиоцен) слабо водоносны. Дебиты скважин составляют десятые и сотые доли литра в секунду и менее. Подземные воды содержатся в мелкозернистых песках, пласты которых чередуются с более мощными пластами глин. Глубина залегания водоносных горизонтов в мульдах от нескольких до десятков метров. На крыльях мульд располагается область поглощения поверхностных и питания подземных вод, которые здесь имеют характер грунтовых, а при погружении пород превращаются в напорные артезианские.

В Керченской мульде в надрудных слоях имеется два водоносных горизонта: нижний — в пласте песков мощностью 2—3 *м* и верхний — в кварцевых песках мощностью 5—6 *м*. Горизонты разделены пластом глин. Вода на крыльях и в хорошо промываемых частях структуры пресная, в условиях затрудненного водообмена — солоноватая. Минерализация вод этого горизонта изменяется от 0,8 до 7,1 *г/л*.

На Приазовской низине, занимающей часть Чегерчинской артезианской мульды, практический интерес представляют водоносные верхнеплиоценовые пески и антропогеновые пески-ракушняки, которые образуют единый водоносный горизонт, используемый для водоснабжения. Качество вод этого сложного водоносного горизонта пестрое. Преобладают солоноватые и соленые воды.

Среди грунтовых вод четвертичных отложений Керченского полуострова выделяются три типа.

1. Грунтовые воды ракушечных песков Приазовской низины (Казантипский залив) залегают близко к поверхности. Мощность водоносного горизонта до 10—15 *м*. По составу воды в верхней зоне (до глубины ~1—3 *м*) пресные; ниже располагается зона солоноватых вод морского засоления. Дебит скважин до 6 *л/сек*. При удалении от берега моря наблюдается уменьшение содержания в воде хлоридов и сульфатов, при одновременном росте соотношения $\frac{Cl}{SO_4}$ (причина такого роста остается неясной).

2. Грунтовые воды песчаных отложений пляжей и пересыпей, кос, стрелок. Ресурсы этого типа вод малы, но кое-где воды используются. Типична вертикальная зональность — вверху располагается тонкий слой пресных вод, ниже — солоноватых и глубже — соленых.

3. Грунтовые воды покровных (лёссовидных) суглинков. Водоносность суглинков мала, а качество воды плохое; минерализация воды от 3 до 26 *г/л*.

В пределах Таманского полуострова и далее на восток, примерно до станицы Крымской, распространяется система артезианских бассейнов и мульд такого же типа, как на Керченском полуострове. Гидрогеологическая характеристика Тамани весьма сходна с характеристикой Керченского полуострова. Толща третичных отложений Тамани собрана в складки, что обусловило образование десятков миниатюрных артезианских бассейнов и мульд. В разрезе Таманского полуострова главную роль играет толща глин олигоцена и песчано-глинистые отложения неогена с слабо водоносными маломощными пластами песков, песчаников, ракушечных известняков. В районах нефтепромыслов (Крымско-Кудакинском, Адагумском) при бурении нефтяных скважин были обнаружены небольшие притоки артезианских вод из пород олигоцена, среднего и верхнего миоцена. Состав проб воды из среднего миоцена с глубин 300—420 *м* следующий (Адагумский район):

$$\frac{Cl\,84-97\;CO_3\,1-16}{(K+Na)89-93\;Ca\,3-7\;Mg\,2-3}.$$

По степени минерализации эти воды солоноватые и соленые.

Весьма характерное и довольно распространенное явление в пределах Керченско-Таманской области представляют грязевые вулканы, изливающие периодически потоки жидкой грязи. Из минеральных вод этого района отметим сероводородные Чокракские и Караларские источники (Л. А. Яроцкий), углекислые воды Сент-Эли, Каялы-Сарт и некоторые другие, описанные С. В. Альбовым.

Для нижней части неогеновых отложений и для олигоценовых слоев Керченско-Таманской области характерно широкое развитие солоноватых и слабо соленых артезианских вод типа нефтяных, преимущественно солено-щелочных, содержащих бром, йод, нафтеновые кислоты, газирующих метаном и тяжелыми углеводородами. В более глубоких слоях палеогена, верхнего и нижнего мела, по С. В. Альбову, распространены воды азотно-метановые хлоридно-гидрокарбонатные и гидрокарбонатно-хлоридные натриевые с значительным содержанием углекислоты. С глубиной содержание метана убывает, но увеличивается содержание азота и углекислоты. С глубиной также уменьшается минерализация артезиан-

ских вод. Так, в среднем и отчасти в верхнем олигоцене минерализация вод до 14—16 *г/л*, тогда как в нижнем олигоцене — 7—8 *г/л*. По-видимому, соленость нижнемайкопского морского бассейна была меньше, чем верхнемайкопского (Н. С. Шульга).

Керченско-Таманская система артезианских бассейнов и мульд представляет собой молодую и своеобразную гидрогеологическую область Преобладающее развитие в ее пределах межпластовых поровых и трещинно-поровых вод заставляет выделить эту область в особый гидрогеологический район.

Интересно отметить, что на Керченском полуострове известен древнейший в СССР колодец, сооружение которого относится ко времени Боспорского царства (IV—III вв. до н. э.) [Гайдукевич, 1949].

Кавказская складчатая область

Кавказская область находится к югу от Терско-Кумского и Приазовского артезианских бассейнов. Рельеф ее поверхности исключительно разнообразен — от плоских равнин Прикаспия с отметками ниже уровня мирового океана до высокогорных вершин Большого Кавказа с отметками 5633 *м* (Эльбрус) и 5047 *м* (Казбек). Вся область может быть разделена на три крупные части: 1) Большой Кавказ; 2) Малый Кавказ, включая Армянское вулканическое нагорье; 3) Колхидскую и Куро-Аракскую низменности, в пределах которых находится группа Рионо-Куринских артезианских бассейнов.

Для области в целом характерна вертикальная климатическая зональность. Количество осадков, величина стока и модуль стока растут по направлению к вершинам гор и наибольших своих значений достигают на западных склонах и водоразделах Большого Кавказа. Так, величина суммы годовых осадков в высокогорной области Большого Кавказа, на его юго-западном склоне и в пределах Колхидской (Рионской) низменности колеблется от 2500 до 1000 *мм*, сток — от 2300 до 500 *мм*, модуль стока достигает 75 *л/сек* с 1 *км*^{2}. На берегах Каспия, в Куро-Араксинской низменности, климат наиболее сух. Величина осадков здесь уменьшается до 400—200 *мм*, сток — от 100 *мм* почти до 0; модуль стока — до 0,5 *л/сек* с 1 *км*^{2} и менее.

В геологическом строении Кавказской области участвуют породы, начиная с докембрийских и до четвертичных, но преимущественным распространением пользуются юрские, меловые, палеогеновые и неогеновые отложения. Широко развит также комплекс молодых эффузивов пород Тектоника Кавказа исключительно сложна. В первом приближении Кавказ можно рассматривать как часть альпийского геосинклинального пояса, на севере которого выделяется крупный мегантиклинорий Большого Кавказа с примыкающими к нему с севера Азово-Кубанским прогибом, Ставропольским поднятием и Терско-Каспийским прогибом. На юге находится сложная система складок Малого Кавказа. Между Большим и Малым Кавказом располагается межгорный прогиб: крупный синклинорий, состоящий из Рионского и Куринского прогибов, разделенных Дзирульским поднятием — массивом. Оба прогиба заполнены мощной толщей кайнозойских осадков и отличаются более спокойным характером складок по сравнению со складчатостью Большого и Малого Кавказа.

Складчатая область Большого Кавказа

В пределах Большого Кавказа можно выделить несколько основных гидрогеологических комплексов, описание которых приводится ниже.

I водоносный комплекс — кристаллических сланцев, гнейсов, ортогнейсов, кварцитов, слюдисто-хлоритовых и других сланцев, гра-

нитов, основных и иных изверженных пород различного возраста. Комплекс характеризуется преобладанием трещинно-грунтовых вод в зоне выветривания и трещинно-напорных вод на глубине. Отложения комплекса занимают осевую, наиболее приподнятую часть Большого Кавказа, слагая его центральное кристаллическое ядро — Главный хребет. Прослеживаются они от верховьев р. Пшехи на западе до Дарьяльского ущелья на востоке. Ширина полосы выходов кристаллических пород до 40 *км*. Кристаллические породы полого погружаются под юрские отложения Центрального Кавказа на север и местами, в глубоких долинах, вскрыты вдали от осевой зоны, например по р. Уруху, у с. Донафарс, на абсолютной высоте около 1000 *м*, по р. Малке, у с. Хабаз, на высоте 900 *м*. В районе станицы Суворовской, к западу от района Кавказских минеральных вод, кристаллический фундамент вскрыт на глубине порядка 2000 *м*.

Мощность водоносной зоны трещин выветривания, по М. И. Врублевскому [1956], обычно не превышает 80—100 *м*. Глубина водоносных тектонических трещин должна быть значительной. Выходы подземных вод из трещин с дебитом до 1 *л/сек* и более наблюдались в гранитах Садонского рудника на глубинах в 700—900 *м* от поверхности (по вертикали) и на расстоянии до 2,5 *км* от устья штолен, в глубь горного массива. Наиболее водоносны трещины северо-западного и северо-восточного простирания.

Подземные воды комплекса получают питание за счет обильных атмосферных осадков. Глубина циркуляции трещинных вод в общем не превышает 500—1000 *м*, что подтверждается низкими температурами большинства источников, в том числе и углекислых (6—12° С). Только вблизи Эльбруса температура некоторых источников повышается до 17—22° (источник Джили-Су). Водоносность пород комплекса незначительна. Дебит большинства источников, вытекающих непосредственно из трещин, обычно составляет 0,01—0,3 *л/сек*. К трещинам тектонических нарушений и контактов приурочены источники с дебитом до 1 *л/сек* и более.

Состав пород, условия питания и разгрузки обусловили распространение в этом комплексе пресных гидрокарбонатных кальциевых вод с минерализацией обычно менее 0,2 *г/л*. Пределы изменения минерализации: 0,1—0,5 *г/л*. В ряде случаев в воде наблюдается преобладание натрия над кальцием. В зонах сульфидного оруденения минерализация воды повышается до 1 *г/л* и более; в ней появляются сульфаты.

Для данного комплекса характерно наряду с пресными присутствие углекислых минеральных вод или того же состава, как и обычных пресных, или (нередко) с более высокой минерализацией — до 1—3 *г/л* и, как исключение, до 5 *г/л*. Содержание углекислоты в минеральных водах составляет 2,5—3 *г/л*, железа до 75 *мг/л*. По данным А. М. Овчинникова [1940], углекислые минеральные источники гранитных массивов Центрального Кавказа «приурочены или к краевым частям массивов в зонах тектонических разрывов», или к зажатым в гранитах пачкам юрских сланцев. В последнем случае в воде минеральных источников отмечено повышенное содержание хлоридов или гидрокарбонатов натрия. В большинстве анализов ион хлора преобладает над ионом сульфата.

Приведем для примера состав воды некоторых углекислых минеральных источников данного водоносного комплекса, по А. М. Овчинникову [1940].

Гидрокарбонатный кальциевый тип воды. Источник Верхней группы р. Гаралы-Кол (абс. высота около 2400 *м*) из гранитов:

$$CO_2 1{,}7;\ M 0{,}5\ \frac{HCO_3 90\ SO_4 8}{Ca 65\ Mg 14\ Na 12}\ Fe 12\ .$$

Хлоридно-гидрокарбонатный натриево-кальциевый тип воды. Источник Нижней группы р. Гаралы-Кол (абс. отметка около 1700 *м*) из гранитов:

$$CO_2 2{,}12;\ M1{,}4\ \frac{HCO_3 79\ Cl\ 20}{Ca49\ Na25\ Mg18}\ Fe30.$$

Хлоридно-гидрокарбонатный натриевый тип воды. Источник Тохтарнарзан у подножия северо-западного склона Эльбруса (абс. высота 2540 *м*):

$$CO_2 1{,}3;\ M3{,}2\ \frac{HCO_3 61\ Cl\ 39}{Na63\ Ca17\ Mg14}\ Fe12;\ t\ 20°{,}5;\ D\sim 15\ л/сек.$$

Хлоридно-гидрокарбонатный магниево-кальциево-натриевый тип воды. Источник Баксан-баши-уллу-гара (абс. высота 1867 *м*) из верхней разрушенной зоны кристаллических сланцев, скв. 2 [Соловьев, 1938]:

$$CO_2 2;\ M2{,}0\ \frac{HCO_3 74\ Cl\ 23\ SO_4 3}{Na54\ Ca22\ Mg20}\ Fe32;\ t\ 85°;\ D11\ л/сек.$$

II водоносный комплекс — палеозойских и триасовых известняков, песчаников, конгломератов, сланцев и филлитов, а также туфогенных, эффузивных пород — характеризуется преобладанием пластово-трещинных, карстово-трещинных и трещинно-жильных вод. Особенно следует подчеркнуть приуроченность к данному комплексу мощных свит известняков в нижнем палеозое, девоне, карбоне и триасе. Этот водоносный комплекс располагается вокруг центрального кристаллического ядра Кавказа в виде отдельных разрозненных полей на севере и северо-западе, слагая Передовой хребет на западе (на отрезке Белая — Зеленчук) и сливаясь с Главным хребтом к востоку. На юго-западе этот комплекс имеет подчиненное значение. Общая мощность комплекса превышает 3—4 *км*.

Источники, питаемые трещинными водами песчаников и сланцев, имеют малый дебит, обычно не более 0,5, редко до 3 *л/сек*. Наибольший интерес представляют карбонатные породы, воды которых питают самые крупные источники. Подземные воды II комплекса преимущественно пресные. Кроме того, имеются выходы холодных соленых восходящих источников с минерализацией воды 12—20 *г/л;* воды по составу азотные и метановые, хлоридные кальциево-натриевые. Такие источники известны (по Н. А. Григорьеву и А. И. Чернецову) в верховьях бассейнов Кубани и Белой. Обычная же минерализация вод зоны неглубокой циркуляции менее 1 и редко повышается до 4 *г/л*.

Наряду с пресными гидрокарбонатными, солоноватыми и солеными хлоридными натриевыми водами к этому комплексу приурочены углекислые воды Долины Нарзанов, вытекающие из сланцев палеозоя. Состав их, по данным А. М. Овчинникова:

$$CO_2 2{,}4;\ M4{,}4\ \frac{HCO_3 65\ Cl\ 35}{Na40\ Ca36\ Mg12}\ Fe20.$$

III водоносный комплекс — нижнеюрских и среднеюрских, а также и келловейских морских и континентальных песчано-глинисто-сланцевых отложений с редкими прослоями и линзами известняков — характеризуется наличием пластово-трещинных и трещинно-жильных вод.

Водоносный комплекс охватывает огромное пространство в пределах Большого Кавказа, начиная от истоков р. Афипса на северо-западе и кончая бассейном рр. Самура и Вельвеличая на востоке. В средней части Большого Кавказа этот комплекс разделяется на две полосы — северную и южную, обрамляя центральное кристаллическое ядро и палеозойский комплекс.

Мощность комплекса огромна и увеличивается к востоку. Породы его в долине р. Терека и восточнее сильно дислоцированы и метаморфизованы до аспидных сланцев.

Водоносность III комплекса в общем очень мала. Дебиты источников, питающихся трещинными водами из глин и аргиллитов, по данным А. М. Овчинникова и др., обычно менее 0,01 *л/сек;* несколько больше (от 0,01 до 0,1 *л/сек*) дебиты источников, питающихся водами глинистых песчаников и алевролитов. Из водоносных мергелей вытекают источники с дебитом от 0,1 до 1 *л/сек.* Только мощные слои и пачки водоносных песчаников при благоприятных условиях питания и разгрузки иногда характеризуются дебитами источников до 1—10 *л/сек.*

Состав вод III комплекса весьма разнообразен. В верхней зоне наиболее промытых пород залегают преимущественно гидрокарбонатные кальциевые воды, которые на глубине сменяются водами гидрокарбонатными натриевыми, получившими особенно большое распространение в этом комплексе. Сравнительно небольшим развитием пользуются сульфатные кальциевые и натриевые воды.

С глубиной в составе вод увеличивается содержание хлоридов натрия, появляются воды смешанного анионного состава: хлоридно-гидрокарбонатные и гидрокарбонатно-хлоридные натриевые. Наконец, в зоне наименее промытых пород, располагающейся на разных глубинах, циркулируют солоноватые и соленые хлоридные натриевые воды.

Минерализация этих вод в средне- и нижнеюрских песчано-сланцевых отложениях северных юрских депрессий, по М. И. Врублевскому [1956], от 2 до 20—40 *г/л.* Там, где глубокие трещины вскрывают нижнюю зону, на поверхность выходят солоноватые и слабо соленые трещинно-жильные воды.

Газовый состав вод также разнообразен. Азотные воды небольших глубин и хорошо промытых тектонических трещин сменяются на глубине метановыми. Вполне естественно, что среди гидрокарбонатных вод чаще встречаются азотные, а среди хлоридных — метановые. В сфере влияния молодых угасших вулканических очагов (Эльбрус, Казбек, Чегемская вулканическая область и др.) появляются углекислые воды и воды смешанного газового состава. Зона углекислых минеральных вод выделена на Большом Кавказе А. М. Овчинниковым и Н. А. Григорьевым. Она занимает в пределах распространения III водоносного комплекса огромную площадь и протягивается примерно на 500 *км* с северо-запада на юго-восток при ширине 50—150 *км.*

На северо-западе многочисленные углекислые источники приурочены к юрским сланцам долины р. Мзымты. Отсюда углекислые воды прослеживаются на юго-восток, где они известны в Чечне и Дагестане. Крайние восточные выходы углекислых вод из сланцев данного комплекса находятся в верхнем бассейне р. Андийское Койсу (приток р. Сулака).

На северном склоне Центрального Кавказа М. И. Врублевским [1956] выделено несколько артезианских бассейнов. Нижнеюрские и среднеюрские отложения мощностью в несколько сот метров залегают здесь на кристаллических породах докембрия и на дислоцированных отложениях II комплекса. Юрские отложения собраны в пологие складки платформенного типа. На запад от Баксано-Черекского поднятия они образуют Бельско-Малкинский, а на востоке — Дигоро-Осетинский сложные горные артезианские бассейны. На южной окраине этих бассейнов выходят кристаллические породы I водоносного комплекса. Северное, несколько опущенное и отчасти размытое крыло бассейнов прикрыто верхнеюрской и нижнемеловой толщами. В связи с этим северная граница бассейнов условно проводится по эскарпу Скалистого хребта, сложенного карбонатными породами верхней юры.

Для упомянутых бассейнов характерна отчетливо выраженная гидрохимическая зональность, проявляющаяся в нарастании с глубиной минерализации вод: от пресных — в верхних артезианских горизонтах до солоноватых и соленых — на глубине. Так, в районе с. Хумаринского на Кубани скважиной вскрыты соленые хлоридные натриевые воды с мине-

рализацией до 40 *г/л*. Водоносные горизонты, приуроченные к пластам песчаников в этих бассейнах, объединены системой тектонических трещин в единую гидравлическую систему.

На южном склоне Большого Кавказа данный комплекс, то расширяясь (в пределах 42—43 меридиана), то суживаясь, занимает верхнюю приводораздельную часть склона. Он представлен преимущественно песчано-глинистыми породами и характеризуется наличием углекислых вод в той части полосы, которая прилегает к центральному кристаллическому ядру. На востоке состав вод тождественен составу вод третьей зоны северного склона и водораздела.

В центральной части южного склона Большого Кавказа III водоносный комплекс распространен в пределах сложного Свано-Осетинского синклинория. Северное и южное крылья синклинория сложены аспидно-сланцевыми отложениями нижней юры, тогда как в ядре его залегают верхнеюрские и нижнемеловые песчано-сланцево-карбонатные флишевые осадки. Этот синклинорий рассматривается М. И. Врублевским [1956] как своеобразный бассейн пластово-трещинных вод.

Водообильность III комплекса в пределах бассейна в общем невелика, что следует из малого дебита (0,01—0,1 *л/сек*) питающихся его водами источников. В отдельных случаях, однако, встречаются источники с более значительным дебитом, приуроченные обычно к тектоническим разломам.

Для северного крыла Свано-Осетинского синклинория характерно преобладание гидрокарбонатных натриево-кальциевых, гидрокарбонатно-хлоридных натриевых, пресных и углекислых, минеральных вод с минерализацией от 0,7 до 8 *г/л*. На южном крыле синклинория распространены пресные и углекислые натриевые гидрокарбонатно-хлоридные и гидрокарбонатные воды с более высокой минерализацией, достигающей 1,5—18 *г/л*. К флишевой толще ядра синклинория в основном приурочены пресные и слабо солоноватые гидрокарбонатные кальциевые (или натриевые) воды с минерализацией до 1—3 *г/л*.

Приведем несколько примеров состава вод III водоносного комплекса.

Хлоридно-гидрокарбонатные натриевые воды. Ахтинские минеральные источники в бассейне р. Самура, третья зона (по А. М. Овчинникову):

$$M1{,}7\ \frac{HCO_3Cl23}{Na94};\ t\ 31—54°;\ \text{суммарный дебит до 4 } л/сек.$$

Гидрокарбонатные натриевые воды. Елисуйские минеральные источники в бассейне р. Курмухчай, Азербайджанская ССР. Вытекают из ядра антиклинальной складки, по разлому [Аскеров, 1954]:

$$M1{,}3\ \frac{HCO_394}{Na98}H_2S;\ t\ 40°;\ D\ 1\ л/сек.$$

Углекислые хлоридно-гидрокарбонатные кальциево-натриевые воды. Паншетские источники в долине р. Терека, к юго-востоку от горы Казбек [Ренгартен, 1932]:

$$CO_2 2;\ M2{,}6\ \frac{HCO_372\ Cl\ 27}{(K+Na)52\ Ca36\ Mg10}\ Fe24;\ As;\ t\ 15°;\ D{\sim}3\ л/сек.$$

Сходный хлоридно-гидрокарбонатный состав имеют многие другие минеральные источники, вытекающие из песчано-сланцевой толщи нижней юры южнее ст. Казбек.

IV водоносный комплекс — вулканогенной юрской толщи. Комплекс представлен вулканическими брекчиями, туфами, порфиритами, сланцами и песчаниками огромной мощности. Развит он преимущественно в западной и центральной частях южного склона Большого Кавказа, от бассейна р. Туапсе до бассейна р. Большой Лиахвы.

Данный водоносный комплекс характеризуется преимущественным развитием трещинных и трещинно-жильных вод в вулканических породах и пластово-трещинных вод в песчаниках. Туфовые прослои большей частью водоупорны. Породы комплекса трещиноваты и раздроблены. Развиты системы надвигов. Водоносность комплекса невелика. Дебиты большинства источников трещинно-жильных вод не превышают 1 *л/сек*. В большинстве они выражаются десятыми и сотыми долями литра в секунду.

Помимо пресных гидрокарбонатных кальциевых и натриевых вод, в верхней зоне на больших глубинах залегают гидрокарбонатные натриевые и хлоридные натриевые воды. В северной части площади распространения этого водоносного комплекса, примыкающей к участкам развития III водоносного комплекса, встречаются углекислые трещинно-жильные воды (Джава, Уцере, Уатхара, Пслух, Ачипсе и др.), обычно гидрокарбонатного натриевого и хлоридно-гидрокарбонатного натриевого состава. Приведем некоторые примеры состава углекислых вод IV водоносного комплекса.

Минеральные источники Джавский и Дзау-суар находятся на южном погружении ядра антиклинальной складки, сложенного порфиритовой толщей. Крылья складки прикрыты песчаниками и известняками неогена Джалиашвили, 1953].

$$CO_2\,M11{,}4\,\frac{Cl\,54\,HCO_3\,27}{Na73}\,Br,\,I;\,t\,12°;\,D\sim 0{,}02\ л/сек.$$

В порфиритах, на глубине 82 *м* (под неогеном), в 20 *м* от кровли порфиритовой толщи вскрыты воды состава:

$$CO_2 0{,}21;\,M14\,\frac{Cl\,98}{Na81};\,t\,11°.$$

Минеральные источники Уатхара (район горы Рица):

$$CO_2 2;\,M6{,}1\,\frac{HCO_3 96}{Na67\,Ca18};\,t\,9°;\,D\sim 0{,}06\ л/сек.$$

Углекислые хлоридно-гидрокарбонатные натриевые воды; источник Сохтинский:

$$CO_2\,M9{,}2\,\frac{HCO_3\,53Cl\,26}{(K+Na)79\,Mg13\,Ca8};\,t\,9°;\,D\sim 0{,}02\ л/сек.$$

Углекислые гидрокарбонатные натриевые воды. Минеральный источник Кешельтский, Южная Осетия [Устиев и Молева, 1933]:

$$M14\,\frac{HCO_3 83\,Cl\,18}{(K+Na)85\,Mg9\,Ca6}\,Br,\,I,\,t10°;\,D\sim 0{,}01\ л/сек.$$

По составу газов воды всех этих источников углекислые и азотно-углекислые.

Во внешней зоне распространения IV водоносного комплекса проявляются наряду с обычными пресными гидрокарбонатными кальциевыми и натриевыми водами воды азотные сульфидные, выходящие в виде холодных и термальных источников трещинно-жильных вод со средних и больших глубин; состав вод различен.

Таковы, например, источники «Казачья щель» в окрестностях г. Туапсе:

$$N_2\,M0{,}5\,\frac{HCO_3 82}{Na82}\,H_2S\,5;\,t\,13°;\,D\sim 0{,}05\ л\ сек.$$

Ткварчельские термальные источники трещинно-жильных вод со следами сероводорода, вытекающие из порфиритовых пород юры:

$$M0{,}8\,\frac{SO_4 59\,Cl\,34\,HCO_3 7}{Ca59\,Na36\,Mg5};\,t\,35°{,}5;\,D\sim 8\ л/сек.$$

В долине р. Псоу известны, помимо хлоридно-сульфатных натриевых и других вод, также воды хлоридные натриевые, газирующие метаном, состава:

$$CH_4\ M\ 0{,}78\ \frac{Cl\ 77}{Na\ 88};\ t\ 15°.$$

Источники Мухури (Лучела); вблизи с. Мухури из трещин порфиритовой толщи вытекают хлоридные кальциевые воды оригинального состава:

$$M54\ \frac{Cl\ 99}{Ca\ 89}\ Br;\ t\ 12°;\ D \sim 0{,}005\ л/сек.$$

Из приведенных примеров видно, что наряду с пресными гидрокарбонатными встречаются пресные хлоридно-сульфатные, хлоридные натриевые и соленые хлоридные кальциевые сильно измененные воды. А. М. Овчинников рассматривает хлоридные кальциевые воды как крайнюю степень метаморфизации вод морского типа, попавших в трещины порфиритовой толщи. Такие воды известны в Скури, Кехви, Гумуриши.

V водоносный комплекс — верхнеюрских и меловых (на северо-западе Большого Кавказа к этому комплексу относится и эоцен) песчано-глинистых и глинисто-карбонатных, мергельно-глинистых флишевых отложений. Этот водоносный комплекс преимущественно развит в северо-западной и юго-восточной частях Большого Кавказа, а также протягивается узкой полосой по южному его склону. Он характеризуется развитием пластово-трещинных и трещинно-пластовых вод. Слагающие его породы слабо водоносны, что подтверждается малым дебитом питаемых его водами источников. Обычно дебит их составляет 0,1—0,01 *л/сек*; редко достигает 0,5—1 *л/сек*.

На северо-западе Большого Кавказа породы V водоносного комплекса сильно смяты и рассечены системой чешуйчатых надвигов и крупных разрывов, к которым приурочены выходы трещинно-жильных вод.

В меловом флише северо-западной части Кавказа выделяются три зоны: 1) терм северного склона; 2) соленых бромйодистых источников полосы сидеритовой толщи; 3) гидрокарбонатных натриевых вод южного склона.

В северной зоне (район Псекупских минеральных вод), по данным Н. Н. Славянова, Н. К. Игнатовича и П. Н. Палея [1932], водоносный комплекс флиша характеризуется преобладанием холодных пресных вод с минерализацией 0,3—0,4 *г/л* гидрокарбонатного кальциевого состава. Минеральные воды этой зоны относятся к сульфатно-гидрокарбонатным, кальциево-натриевым и гидрокарбонатно-хлоридным натриевым до хлоридных натриевых и кальциево-натриевых вод включительно; минерализация их от 0,3 до 10 *г/л;* присутствует сероводород, бром, йод.

Средняя зона приурочена к меловой сидеритовой глинистой толще. Наряду с обычными пресными водами здесь распространены холодные метановые слабо соленые хлоридные натриевые воды с бромом, йодом, а также более редкие хлоридно-гидрокарбонатные натриевые воды.

В южной зоне меловых флишевых отложений Черноморского побережья наряду с обычными пресными водами имеются источники холодных слабо сульфидных, преимущественно гидрокарбонатных натриевых вод. Минерализация вод 0,3—1,2 *г/л*. Состав газов метаново-азотный. Дебит источников мал.

На южном склоне Кавказа V водоносный комплекс протягивается сравнительно неширокой полосой от бассейна р. Ингура далеко на восток, слагая центральную часть Свано-Осетинского синклинория. Он характеризуется обилием пресных и углекислых минеральных источников. Дебиты источников обычно от 1 до 10 *л/сек*, в редких случаях выше.

Среди углекислых минеральных источников южного склона Кавказа в пределах распространения данного водоносного комплекса для Южной Осетии Е. К. Устиевым и В. А. Молевой выделены следующие наиболее распространенные группы вод (по составу):

а) гидрокарбонатные кальциевые с минерализацией от 0,8 до 1,7 *г/л*; б) гидрокарбонатные (натриево)-кальциевые с минерализацией от 0,4 до 2 *г/л*; в) гидрокарбонатные натриево-кальциевые с минерализацией от 0,2 до 2,4 *г/л*; г) наиболее распространенные гидрокарбонатные кальциево-натриевые с минерализацией от 1,7 до 4 *г/л*, иногда с повышенным содержанием иона хлора; д) гидрокарбонатные (кальциево)-натриевые с минерализацией 0,8—4 *г/л*, часто с повышенным содержанием хлора; е) гидрокарбонатные натриевые с минерализацией до 3,7 *г/л*. Некоторые типы вод этих групп имеются и в Сванетии, например воды группы *е'*.

На крайнем юго-востоке, в бассейне р. Гильгильчай (район с. Халтан), известно несколько источников слабо минерализованных гидрокарбонатных натриевых термальных вод состава:

$$M0{,}8—1{,}4\ \frac{HCO_3 90}{Na 95—96};\ t\ 24—40°.$$

VI водоносный комплекс — мощных верхнеюрских и меловых карбонатных и гипсоносных отложений — является основным для Кавказской складчатой области. Он преимущественно распространен на северном склоне, на северо-западе, на востоке (в Нагорном Дагестане), в бассейне р. Кусарчай, а также на юго-западном склоне Кавказа. В центральной части северного склона Большого Кавказа VI водоносный комплекс слагает Северо-Кавказскую моноклиналь. Он прослеживается примерно от р. Белой на западе до г. Нальчика — на востоке. В районе Нальчика и далее на восток карбонатные отложения юры и мела поставлены круто и образуют гребень Скалистого хребта высотой до 3 *км* и более.

Этот водообильный комплекс трещинно-карстовых вод прослеживается до района г. Орджоникидзе и восточнее. В Нагорном Дагестане карбонатный комплекс юры и мела образует относительно спокойные коробчатые складки. К синклинальным прогибам приурочены крупные бассейны трещинно-карстовых — грунтовых (мел) и межпластовых вод (верхняя юра и мел). Таким образом, территорию Нагорного Дагестана следует рассматривать как систему мезозойских карстовых и артезианских бассейнов и мульд. На восточной окраине Нагорного Дагестана верхнемеловые отложения полого погружаются на северо-восток, в сторону Каспийского моря и образуют юго-западное, приподнятое крыло Дагестанского артезианского бассейна.

VI водоносный комплекс принадлежит к самым водообильным на Кавказе. Он питает водой мощные источники с дебитом в десятки и сотни литров в секунду. Одним из наиболее крупных источников является источник оз. Церик-Кель с дебитом до 6—8 $м^3/сек$.

Состав вод этого комплекса довольно разнообразный. Наряду с пресными гидрокарбонатными кальциевыми водами распространены сульфатные воды, а в зонах погружения известняков под третичные отложения — воды солоноватые и даже соленые.

Холодные сульфатные кальциевые (гипсовые) воды известны на северо-западе, в бассейне р. Лабы, где Н. Н. Славяновым [1928] описаны Баракаевские источники минеральной воды состава:

$$M2{,}3\ \frac{SO_4 86}{Ca 96}.$$

Источники сходного состава находятся к югу от г. Нальчика, как, например, упомянутый выше карстовый источник оз. Церик-Кель в

бассейне р. Черека, описанный И. Г. Кузнецовым [1928]. Состав воды этого источника следующий:

$$M1{,}3\,\frac{SO_4 80\,HCO_3 18\,Cl\,2}{Ca 80\,Mg 18\,Na 2}\,H_2S.$$

Появление сульфатных кальциевых вод обусловлено растворением гипсовой толщи (титон). Полоса этих вод протягивается от Белой до Кубани, затем от р. Малки на восток вплоть до бассейна р. Самура. Содержание сероводорода в сульфатных водах достигает 75 *мг/л*. Минерализация не превышает 3 *г/л*. Температура воды в источниках 8—16°. Водообильность комплекса является следствием развития в этих породах карстовых процессов. В большинстве случаев воды VI комплекса относятся к азотным, иногда они содержат сероводород.

Богаты подземными водами юрские и меловые карбонатные породы на юго-западном склоне Большого Кавказа, где выпадает наибольшее количество атмосферных осадков, способствующее интенсивному развитию карстовых процессов и обеспечивающее питание подземных вод. Начиная от Кутаиса до Сочи и далее на северо-запад распространены мощные толщи верхнемеловых и нижнемеловых, а местами и верхнеюрских известняков.

Здесь в Сурамских и Рачинских горах, а также в известковых массивах Черноморского побережья (район Гагры) широко развиты карстовые явления: исчезновение рек, поглощение вод поверхностного стока многочисленными карстовыми воронками, имеются многочисленные и обильные пресные холодные источники. В окрестностях г. Гагры меловые известняки подходят непосредственно к берегу моря, и их воды питают обильные родники, в том числе и субмаринные источники.

Водообильность водоносного комплекса подтверждается большой величиной подземного стока, который в окрестностях Гагры составляет до 60% от общего количества атмосферных осадков (П. И. Желтов). В южном направлении известняки мезозоя в ряде мест погружаются под палеогеновые, а в восточной части полосы также и под неогеновые отложения. Воды карбонатной толщи становятся напорными. На участках погружения породы мезозойского комплекса вместе с третичными образуют небольшие артезианские горные бассейны. К ним относятся (с юго-востока на северо-запад): Мегрельский, Кодорский, Гудаутский, Сочинский и ряд других менее значительных бассейнов.

Мегрельский бассейн. Этот бассейн, дренируемый долинами рр. Техури, Хоби, Ингури и их притоков, приурочен к Мегрельской депрессии (И. М. Бугидзе). Воды его получают основное питание в пределах Мегрельского хребта, на юго-западном склоне которого, по данным И. В. Бакарадзе [1953], скважинами, заложенными в центральной части Мегрельского артезианского бассейна (район г. Гали), на антиклиналях Урта и Сатанджи, вскрыты артезианские горячие (t 82°) сульфатно-хлоридные кальциево-натриевые слабо сероводородные воды в известняках баррема.

Кодорский артезианский бассейн расположен на Черноморском побережье между Сухуми и Очамчире; дренируется долинами системы р. Кодора. Подземные воды бассейна получают свое питание на хр. Абхазский и в юго-западной части хр. Кодорского.

Гудаутский артезианский бассейн находится в окрестностях с. Гудаута.

Водоносные горизонты бассейнов Мегрельского, Кодорского, Гудаутского приурочены к карбонатной толще мезозоя и к покрывающим ее палеогеновым и неогеновым отложениям, а также к пескам четвертичного возраста.

Сочинский артезианский бассейн расположен в окрестностях г. Сочи. В Сочинском артезианском бассейне существенное значение имеет мезозойский карбонатный водоносный комплекс мощностью порядка

1000 *м* и более, залегающий на порфиритовой юрской толще. Подчиненное значение здесь имеют воды палеогеновой толщи мергелей и глин (мощностью до 2 *км*) и аллювиальных и делювиальных отложений. К Сочинскому артезианскому бассейну приурочено знаменитое месторождение артезианских сероводородных вод Мацесты, послужившее основой для развития известных курортов на Черноморском побережье Кавказа (Сочи, Мацеста и др.). Состав мацестинских вод, по А. М. Овчинникову [1947], следующий:

$$M11\ \frac{Cl\,95\ HCO_3 4}{Na77\ Ca13\ Mg7}\ Br,\ I,\ H_2S\ 240.$$

Из других многочисленных минеральных источников, питающихся водами данного комплекса, отметим еще источник Цхалтубо, который вытекает из карбонатных пород нижнего мела в 12 *км* на северо-запад от Кутаиси, на дне долины р. Цхалтубо (бассейн Риона). Вода источника имеет сложный состав, газирует азотом, слабо радиоактивна, термальная Ее формула такова:

$$N_2M0{,}85\ \frac{HCO_3 37\ SO_4 37\ Cl\,26}{Ca52\ Na24\ Mg22}\ Rn;\ t\ 35°.$$

Суммарный дебит цхалтубских термальных вод — до 250 *л/сек* [Кепуладзе, 1953]. На базе минерального источника создан один из наиболее популярных курортов Грузии — Цхалтубо.

Артезианский склон Большого Кавказа

VI водоносный комплекс, как отмечалось выше, широко распространен в центральной части северного склона Большого Кавказа, представляющей в гидрогеологическом отношении артезианский склон. Он сложен пологопогружающимися на север мощными водоносными горизонтами VI комплекса, имеющими важное значение в питании подземных вод артезианских бассейнов Предкавказской равнины и района Кавказских минеральных вод [1]. К VI водоносному комплексу артезианского склона Большого Кавказа относятся пять основных водоносных горизонтов (рис. 10).

Первый водоносный горизонт приурочен к верхнеюрским известняково-песчанистым отложениям (оксфорд—лузитан—кимеридж), выходы которых протягиваются узкой полосой вдоль северных склонов Главного Кавказского хребта с запада на восток. В северном направлении водовмещающие породы погружаются под более молодые — титонские отложения и в районе Кавказских минеральных вод выклиниваются. Водоносный горизонт залегает на песчано-глинистой толще (келловей, средняя и нижняя юра). Мощность его возрастает к востоку от 60 до 100 *м* и более. Литологически горизонт делится на два подгоризонта: нижний — песчаниковый и верхний — карбонатный.

Воды данного горизонта карстово-трещинные, весьма обильные. В бассейнах рр. Кубани и Зеленчуков питаемые водой этого горизонта источники имеют дебит 0,15—3,5 *л/сек*, чаще до 1 *л/сек*. По данным Г. И. Попова [1934], жесткость воды от 4,5 до 33 *мг-экв*, содержание хлор-иона 4—14 *мг/л*; сульфат-иона от 1 до 1355 *мг/л*; воды преимущественно гидрокарбонатные кальциевые, пресные; но в некоторых случаях, когда питание водоносного горизонта происходит через гипсоносные породы титона, в воде появляется сульфат кальция.

На участке от Кумы до Терека первый горизонт отличается наибольшей водообильностью, ибо слои залегают полого, площадь питания значительна, сильно развит карст. Водоносный горизонт проявляется здесь

[1] Район Кавказских минеральных вод в дальнейшем сокращенно будем называть районом КМВ.

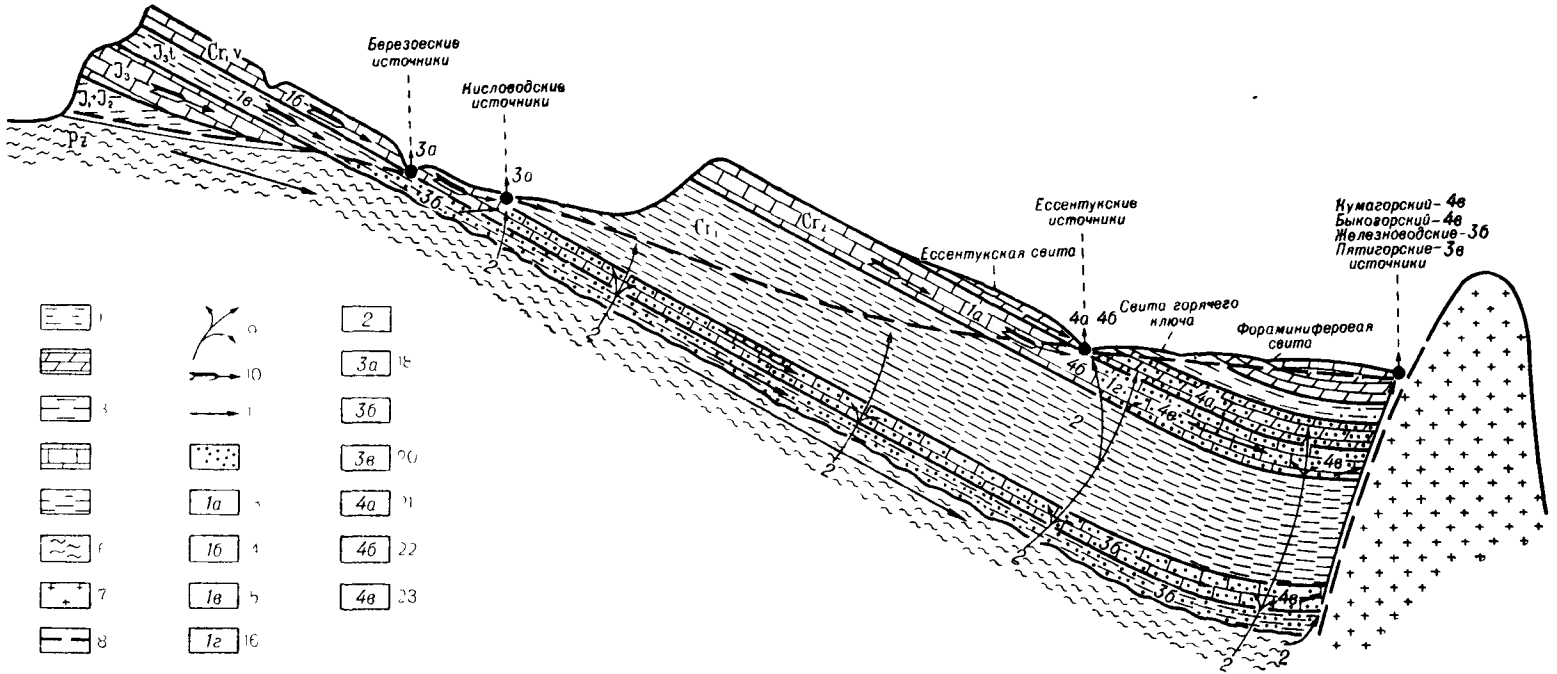


Рис. 10. Схема формирования минеральных вод района КМВ
По С. А. Шагоянцу

1—сланцевые глины; *2*—мергели, *3*—глины и аргиллиты, чередующиеся с песчаниками, *4*—известняки, *5*—глинистые песчаники и глины, *6*—кристаллические сланцы, *7*—изверженные породы (трахиты), *8*—пьезометрический уровень углекислых в зоне разлома, обусловленный естественным дренажем, *9*—восходящие струи углекислых вод в зоне разлома, *10*—направление движения слабо минерализованных вод от областей питания, *11*—направление движения минерализованных вод; *12*—„языки" вод повышенной минерализации, возникшие под влиянием примеси углекислых вод палеозоя („языки" вытянуты вдоль зоны разлома)

Типы вод.

А. *Пресные воды*. *13*—гидрокарбонатно кальциевые (сухой остаток до 0,5 *г/л*), *14*—гидрокарбонатно-сульфатные кальциевые (сухой остаток до 1 *г/л*); *15*—сульфатные кальциевые (сухой остаток 1—2 *г/л*); *16*—гидрокарбонатные натриевые, слабо сероводородные (сухой остаток 1 *г/л*)

Б. *Минеральные воды* *17*—углекислые гидрокарбонатно-хлоридные натриевые (сухой остаток>9,6 *г/л*), *18*-углекислые гидрокарбонатно-сульфатные кальциевые с повышенным содержанием хлоридов (сухой остаток 2—2,5 *г/л*); *19*—углекислые гидрокарбонатно-сульфатные натриево-кальциевые с повышенным содержанием хлоридов (сухой остаток 2,7 *г/л* и больше), *20*—углекислые, сероводородные гидрокарбонатно-хлоридно-сульфатные натриево-кальциевые (сухой остаток 4,5 *г/л*); *21*—углекислые гидрокарбонатно хлоридные натриевые (сухой остаток 5 *г/л*), *22*—углекислые сероводородные гидрокарбонатно-хлоридные натриевые (сухой остаток 5 *г/л*), *23*—сероводородные гидрокарбонатно хлоридно натриевые (сухой остаток 1—1,5 *г/л*).

в виде многочисленных мелких, а иногда и крупных источников с дебитом до 100—450 *л/сек*. На юге на площади выходов известняков развиты трещинно-карстовые грунтовые воды, на севере в зоне погружения — артезианские.

Состав подземных вод первого водоносного горизонта в зоне интенсивного водообмена таков [Овчинников, 1945]:

$$M0{,}2—0{,}8\frac{HCO_3\,40—94\ SO_4\,8—59\ Cl\,1—7}{Ca\,55—83\ Mg\,8—33\ Na\,1—24}.$$

В зоне погружения возрастают минерализация и содержание сульфатов. Местами вследствие загрязнения питьевое использование вод источников первого водоносного горизонта возможно лишь после их очистки. Питание происходит преимущественно на юге за счет атмосферных осадков, дренаж на севере — в балках и долинах, где горизонт питает многие реки, водотоки и источники. Общее движение подземных вод с юга на север, но далеко на север первый водоносный горизонт не прослеживается.

Второй водоносный горизонт — титонских отложений — узкой полосой выходит на поверхность на северном склоне Главного Кавказского хребта, к северу от первого водоносного горизонта. В северном направлении этот водоносный горизонт погружается ниже местной гидрографической сети и уходит под нижнемеловые известняки. Он вскрыт скважинами в районе КМВ и опорной скважиной у станицы Суворовской (рис. 10) [1].

К западу от р. Малки титонские отложения представлены глинами с линзами и пластами песков и песчаников, дресвы, гипсов, а к востоку от нее глины сменяются известняками с прослоями глин и гипса. Мощность горизонта от 10 до 300 *м*. Водоносность второго водоносного горизонта невелика на западе и возрастает на востоке, где дебит источников, питаемых его водами, 0,2—1 и до сотен литров в секунду. Далее на восток, в районе г. Орджоникидзе, мергелистые известняки титона становятся слабо водоносными.

Воды, содержащиеся в этих отложениях, грунтовые и напорные — артезианские. По составу они разделяются на сульфатные кальциевые и гидрокарбонатные кальциевые. Первые характерны для гипсоносных пород северной части области развития титонских осадков, вторые — для карбонатных пород южной части этой области — зоны интенсивного водообмена. Минерализация сульфатных кальциевых вод более значительна и доходит до 1—3 *г/л*. Местами, особенно в зоне погружения, отмечено присутствие сероводорода (до 70 *мг/л* — Тамисский источник). С титонскими отложениями связаны некоторые углекислые минеральные источники района КМВ. Состав Березовских нарзанов, вытекающих в 8—11 *км* к югу от г. Кисловодска из глинистой толщи титона:

$$CO_2\,1{,}8;\ M2—4\ \frac{HCO\ 57—66\ SO_4\,18—38\ Cl\,5—7}{Ca\,42—69\ Mg\,17—24\ Na\,8—40}.$$

Состав сульфатного нарзана г. Кисловодска, вскрытого скважиной в прослое гранитной дресвы титонского водоносного горизонта:

$$CO_2\,2{,}5\ M4{,}4\ \frac{HCO\ 53\ SO_4\,45\ Cl\,2}{Ca\,62\ Mg\,29\ Na\,7}.$$

В районе КМВ титонские отложения залегают непосредственно на метаморфических породах фундамента (палеозой и докембрий) и покрываются валанжином. В зоне глубокого погружения минерализация воды возрастает и состав ее постепенно изменяется на хлоридный натриевый. Питание второго водоносного горизонта происходит на юге за счет атмосферных осадков и отчасти перелива вод из вышележащих известняков

[1] На рис. 10 характеристика состава подземных вод дана по С. А. Шагоянцу.

валанжина. На севере происходит разгрузка вод по долинам рек. В области погружения возможен перелив вод из первого водоносного горизонта во второй и из второго — в третий. Глинистая толща титона является относительным водоупором, отделяющим первый водоносный горизонт от третьего нижнемеловых известняков (хотя и не везде).

Третий водоносный горизонт — известняков и доломитизированных известняков нижнего мела (валанжин), в значительной мере закарстованных, — один из наиболее водообильных на Северном Кавказе. Выходы этих пород узкой полосой протягиваются с запада на восток на северном склоне Кавказа. Воды, содержащиеся в этой толще, трещинно-карстовые, глубина их залегания местами достигает 100—300 *м*. Местами титонский и валанжинский водоносные горизонты сливаются в один сложный комплекс, для которого глинистая и мергельная свиты нижнего валанжина играют роль относительных водоупоров. Наиболее водообилен третий горизонт в районе к юго-западу от г. Нальчика до г. Кисловодска. Дебиты источников здесь от 8—10 до 100—200 *л/сек*.

В зоне выходов пород валанжина на поверхность подземные воды имеют характер грунтовых трещинных и трещинно-карстовых, а севернее, в зоне погружения, — артезианских трещинно-пластовых. По составу воды пресные гидрокарбонатные и сульфатные, кальциевые и смешанные. В северном направлении минерализация вод увеличивается и появляются слабо солоноватые, преимущественно сульфатные воды. В том же направлении третий водоносный горизонт погружается под вышележащие глинистые породы, приобретает напорный характер и становится артезианским. Недалеко от места начала погружения валанжина, в долине р. Ольховки (Кисловодск), этот водоносный горизонт питает восходящие источники: пресный финкгейзеровский и знаменитый углекислый источник Нарзан. Формула состава Нарзана дана ниже:

$$CO_2 2\ M2\ \frac{HCO_3 59\ SO_4 29\ Cl\ 12}{Ca59\ Mg23\ (Na+K)18}.$$

Помимо источников, минеральные углекислые воды выведены также буровыми скважинами (доломитовый нарзан) и из нижележащих пестроцветных отложений титона (сульфатный нарзан). Необходимо отметить наличие в одном и том же водоносном горизонте как пресных, так и минеральных вод, тесно связанных гидравлически. В отдельных случаях скважины, первоначально дающие минеральную воду, в последующем опреснялись и наоборот.

Валанжинский водоносный горизонт используется для водоснабжения г. Кисловодска. Минерализация его вод 0,4—0,8, редко выше 1 *г/л*. Состав вод сульфатно-гидрокарбонатный или гидрокарбонатно-сульфатный. Для района Кисловодска можно привести две формулы состава воды источников, питаемых третьим водоносным горизонтом:

$$M0{,}34—0{,}45\ \frac{HCO_3 49—83\ SO_4 14—48\ Cl\ 2—3}{Ca60—64\ Mg24—32\ Na3—16};$$

$$M0{,}6—0{,}8\ \frac{SO_4 48—50\ HCO_3 43—48\ Cl\ 2—9}{Ca64—68\ Mg25—27\ Na7—9}.$$

Температура воды источников 9—11°. Питание валанжинского водоносного горизонта происходит на юге, в области его выходов на поверхность, за счет атмосферных осадков. Общее движение вод на север и северо-восток. Разгрузка водоносного горизонта на севере по долинам рек. В зоне погружения возможен перелив вод валанжинского горизонта в вышележащие толщи.

Четвертый водоносный горизонт — в отложениях нижнего мела (готерив, баррем, апт, альб) — представлен в общем слабо водоносной толщей: лизны песчаника, содержащиеся среди глин и мергелей. Залегает на породах валанжина Выходы пластов четвертого во-

доносного горизонта полосой протягиваются вдоль северного склона Кавказа. Дебиты источников выражаются в сотых и тысячных долях литра в секунду. Преобладают воды повышенной минерализации, по составу хлоридные и гидрокарбонатные. В зоне погружения минерализация вод возрастает, а состав их изменяется на гидрокарбонатный и хлоридный натриевый. Так, например, скважиной у станицы Суворовской в районе, граничащем с Приазовским бассейном, в интервале глубин 1321—1394 *м* в апт-альбских песчаниках встречена вода следующего состава:

$$N_2M1{,}8—0{,}8\ \frac{(HCO_3+CO_3)55\ Cl\ 26\ SO_4 19}{Na96\ Ca1—3\ Mg1};\ t\ 60°.$$

(в устье скважины при самоизливе).

Вода более высокой минерализации хлоридного состава ожидается в нижнемеловом водоносном горизонте в центральной части Приазовского бассейна.

Пятый водоносный горизонт — известняково-мергелистых пород верхнего мела залегает на песчано-глинистых отложениях нижнего мела и покрывается преимущественно глинистыми породами палеогена. Мощность карбонатной толщи до 300 *м*. Выходы ее протягиваются полосой в предгорьях Кавказского хребта.

По характеру водоносности этот горизонт относится к карстово-трещинным и трещинно-пластовым. В общем, он водообилен, но степень водоносности его непостоянна. Многочисленные, подчас обильные, родники этого водоносного горизонта питают речную сеть предгорий Кавказа. Состав вод в зоне интенсивного водообмена — гидрокарбонатный кальциевый. Но в северном направлении в связи с погружением под третичные отложения водообмен затрудняется, минерализация вод растет, а состав их изменяется на хлоридный. Так, например, в Грозненской области из трещин известняков верхнего мела вытекает источник следующего состава (Н. К. Игнатович):

$$H_2SM11{,}5\ \frac{Cl\ 83\ SO_4\ 16}{Na95};\ t\ 20°.$$

Пятый водоносный горизонт имеет большое значение для водоснабжения, с ним связаны также некоторые минеральные углекислые источники Кавказских минеральных вод.

В этом районе верхнемеловой водоносный горизонт приобретает высоконапорный характер. Здесь, около горы Юца (лакколит), к тектонической трещине приурочен Юцкий источник. В районе Ессентуков вскрыты артезианские воды с напором в 10—20 *атм*, дающие перелив воды в скважинах. Вода углекислая солено-щелочная с минерализацией до 5,2 *г/л*.

Из всего сказанного о шестом водоносном комплексе верхнеюрских и меловых отложений видна его ведущая роль в гидрогеологии Большого Кавказа, его большое значение в формировании гидроминеральных ресурсов в развитии курортного дела и в водоснабжении городов и иных населенных пунктов.

VII водоносный комплекс — флишевая толща нижнего и среднего палеогена. Представлена эта толща мергелями ессентукской (эльбурганской) свиты, аргиллитово-песчаниковой свитой горячего ключа и фораминиферовыми слоями. Она слагает предгорья Кавказа и погружается на север под более молодые отложения верхнего палеогена. Породы, слагающие VII комплекс, слабо водоносны, мощность их несколько сот метров. В зоне интенсивного водообмена, там, где отложения нижнего и среднего палеогена выходят на поверхность и залегают неглубоко, вода пресная, гидрокарбонатная кальциевая. С удалением от области питания, на глубине и в зоне погружения минерализация вод возрастает (до соленых), а состав изменяется на гидрокарбонатный натриевый и, в отдельных случаях, хлоридный натриевый. Главный минеральный источник

в г. Ессентуки — № 17 выходит из глауконитовых песчаников ессентукской свиты. Минерализация его воды 12 *г/л*, состав — углекислый хлоридно-гидрокарбонатный натриевый.

Флишевые толщи VII водоносного комплекса распространены также по южному склону Главного хребта (Южная Осетия, Душетский район, Северная Кахетия, Шемахинский район, Кабристан). Водоносные горизонты приурочены здесь к песчаникам, переслаивающимся с мергелями и глинами.

VIII водоносный комплекс — преимущественно мергелей и карбонатных палеогеновых отложений — имеет существенное развитие в Закавказье (Абхазия, Западная Грузия), где он принимает участие в строении артезианских бассейнов. Характеризуется преимущественным развитием пресных вод.

IX водоносный комплекс — олигоценовых и нижнемиоценовых майкопских глин. На северном склоне Кавказа, и особенно в Предкавказье, этот комплекс характеризуется большой мощностью (свыше 1000 *м*) и наличием среди глин отдельных прослоев и линз песчаников с солоноватой и соленой водой сульфатно-хлоридной и хлоридной кальциево-натриевой, проявляющейся редкими малодебитными источниками.

В пределах Кавказской моноклинали, от р. Лабы до р. Иль, воды майкопских отложений принадлежат в основном к щелочным, характеризуются с глубиной уменьшением содержания хлора и увеличением гидрокарбонатов. Отмечается также уменьшение минерализации майкопских вод с юга на север, по мере погружения слоев, и изменение их состава от хлоридных кальциево-натриевых и хлоридных щелочных до наименее минерализованных и более богатых гидрокарбонатами натрия на севере, уже в пределах Приазовского бассейна. В северном направлении увеличивается также количество и мощность водоносных песчаных прослоев, происходит их объединение в более мощные водоносные горизонты.

Выходы пород IX водоносного комплекса широко развиты в пределах Ставрополья и узкой полосой протягиваются вдоль северного склона Кавказа и осевой части Терского передового хребта. На южном склоне Большого Кавказа майкопский водоносный комплекс развит на ограниченных площадях в Абхазии, далее на восток более широко в Грузии, в Кахетии до Апшеронского полуострова включительно.

Этот комплекс относится к слабо водоносным и почти безводным. Пресные гидрокарбонатные воды встречаются там, где породы комплекса выходят на поверхность или залегают неглубоко. В общем же комплекс можно рассматривать как водоупорную толщу, разделяющую нижележащие водоносные слои VIII комплекса от следующего, X, водоносного комплекса.

X водоносный комплекс — неогеновых водоносных горизонтов — имеет большое значение в артезианских бассейнах, окружающих Большой Кавказ и расположенных на его юго-восточном погружении (Апшеронский полуостров). В связи с этим его характеристика будет дана несколько позднее при описании Алханчуртского, Сунженского, Дагестанского и других бассейнов.

XI водоносный комплекс приурочен к покровам молодых лав. Эти покровы в пределах Большого Кавказа имеют небольшое развитие (Эльбрус, район Казбека). В трещиноватые лавовые покровы инфильтруются атмосферные воды, которые в понижениях выходят на поверхность в виде мощных пресных источников.

XII водоносный комплекс — четвертичных отложений. Обильные обычно хорошего качества грунтовые воды встречаются в аллювиальных галечниках горных долин, в галечниках конусов выноса, из которых в соответствующих участках рельефа выходят пресные холодные источники. Аллювиальные грунтовые воды широко используются местным населением.

К артезианским бассейнам Восточного Предкавказья и Апшеронского полуострова относятся Алханчуртский, Сунженский, Дагестанский, Кубинский и система Апшеронских бассейнов.

Алханчуртский и Сунженский артезианские бассейны расположены в пределах передовых хребтов северного склона Большого Кавказа. Алханчуртский артезианский бассейн находится между хребтами — Терским на севере и Сунженским на юге. Бассейн вытянут в широтном направлении примерно от Грозного на востоке до района г. Нальчика — на западе. Дренируется территория бассейна Алханчуртской долиной. К югу от него, за Сунженским хребтом, располагается Сунженский артезианский бассейн. Водоносные горизонты среднего миоцена[1] (III водоносный комплекс) на южном его крыле (мощностью от нескольких до 80—100 *м*) получают питание на северном склоне Скалистых и Черных гор, где водовмещающие породы выходят на поверхность. В них в большом количестве поступают атмосферные осадки и вода горных рек.

В этом районе воды обычно хорошего качества, сульфатные и гидрокарбонатные, пресные и слабо солоноватые (с минерализацией до 1,5 *г/л*), газирующие азотом. В северном направлении водоносный комплекс погружается и в области синклинального прогиба уходит на глубину 2—3 *км*. В области наибольшего погружения отложений комплекса температура воды повышается до 100° и более, изменяется ее минерализация и происходит постепенное преобразование состава. Большое значение приобретают при этом растворение и выщелачивание пород, катионный обмен, замещение атмосферными инфильтрационными водами остаточных вод неогеновых бассейнов.

В дальнейшем артезианские воды появляются в антиклинальных складках передовых хребтов и питают горячие источники. В составе вод источников резко преобладает натрий, а среди анионов — или гидрокарбонатный, или сульфатный, или хлоридный в зависимости от условий формирования. Газируют эти воды обычно метаном.

В связи со значительными потерями артезианских вод на нефтепромыслах горячие источники снижают свой дебит, а некоторые из них иссякли. Среди горячих источников Грозненского района отметим: Исти-Су, Брагуны, Серноводские, Горячеводские и др. Температура воды в источниках до 90°. Приведем для примера несколько формул состава вод источников.

Горячеводский источник

$$M1{,}3\,\frac{HCO\ 52\ SO_4 35 Cl 17}{Na 91};\ t\,87°.$$

Брагунский источник

$$H_2S M1{,}2\,\frac{HCO\ 40\ Cl\ 31 SO_4 29}{Na 90},\ 91°.$$

Серноводский источник

$$M3{,}2\,\frac{Cl\ 64\ HCO_3 29}{Na 96};\ t\ 70°.$$

Воды среднемиоценовых отложений в районе передовых хребтов обычно щелочные, на значительных глубинах — солено-щелочные. Минерализация их от 1,5 до 30 *г/л*. В. А. Сулин отмечает увеличение минерализации для среднемиоценовых вод с глубиной в Новогрозненском районе. По сравнению с вышележащим — сарматским водоносным комплексом—минерализация вод среднего миоцена понижена. М. Ф. Двали [1931]

[1] Миоценовые отложения толщей майкопских глин отделяются от нижележащих палеогеновых, меловых и юрских пород, описание которых опущено.

отметил возрастание минерализации среднемиоценовых вод с глубиной в Алханчуртском бассейне. Так, в верхних слоях (караганских) минерализация вод 2—4 *г/л*, в нижних (чокракских) — от 2 до 15 *г/л*.

IV водоносный комплекс — значительные по мощности пласты песчаников и ракушечников верхней части сарматской толщи и мэотические глины, переслаивающиеся с пластами песков, песчаников, известняков. Воды сарматских отложений в центральных частях бассейнов хлоридные натриевые, весьма большой минерализации (соленые и рассолы) с преобладанием магния над кальцием и ничтожным содержанием сульфатов. Значение сарматских вод вследствие высокой их минерализации невелико.

V водоносный комплекс — плиоценовых (акчагыльских и апшеронских) отложений. В области предгорий Большого Кавказа эти отложения представлены галечниками, конгломератами, песками, с которыми связаны многочисленные, обычно пресные, источники грунтовых вод. По мере погружения пластов качество вод становится хуже, особенно в более глубоких горизонтах. В области передовых хребтов появляются горизонты песков и глин. Выходы этих пород на водоразделах являются областями поглощения атмосферных осадков и питания подземных вод. Глубина залегания грунтовых вод в отложениях плиоцена 5—25 *м*. Минерализация и состав разнообразны.

VI водоносный комплекс — древних и современных аллювиальных галечников — наиболее широко развит на западе Алханчуртского и Сунженского бассейнов, в Кабардинской и Осетинской притеречных наклонных равнинах. Грунтовые воды галечников отличаются высоким качеством, играют большую роль в водоснабжении и питают более глубокие водоносные горизонты плиоцена, как это установил С. А. Шагоянц [1959]. Гидрохимическая зональность Алханчуртского и Сунженского бассейнов весьма интересна. На южном крыле преобладают пресные воды; в центральной части — солоноватые, соленые и рассолы. Наблюдается уменьшение минерализации по вертикали и переход хлоридных магниево-кальциево-натриевых вод (верхнего миоцена) в щелочные (средний миоцен), а затем нарастание минерализации от верхних горизонтов среднего миоцена к нижним и к олигоценовым отложениям.

В целом в Алханчуртском и Сунженском бассейнах процесс замещения и вытеснения первичных морских вод инфильтрационными продвинулся значительно глубже, чем в Терско-Кумском бассейне. Оба бассейна гидравлически и гидрохимически тесно связаны с Терско-Кумским и могут быть объединены в одну группу—Терских [1]. Вместе с тем их положение в общей системе структур Кавказа и Предкавказья несколько иное, чем у Терско-Кумского бассейна. Терско-Кумский бассейн приурочен к Терскому передовому прогибу. Оба южных бассейна — Алханчуртский и Сунженский, располагаются в пределах южного склона Терского передового прогиба — в области передовых хребтов, и могут рассматриваться как межгорные латеральные артезианские бассейны.

Терский и Сунженский хребты представляют собой антиклинальные складки, в осевой части которых выходят отложения нижнего неогена, а в Сунженском хребте местами и палеогена. Хребты являются местными областями питания для верхних водоносных горизонтов и вместе с тем участками разгрузки для более глубоких водоносных горизонтов, что подтверждается выходами вышеописанных горячих источников. К западу водоносные горизонты артезианских бассейнов скрыты под мощными аллювиальными отложениями притеречных наклонных равнин (Кабардинской и Осетинской). Для этих равнин характерно обилие вод в аллювиальных отложениях. Здесь же создались благоприятные условия для

[1] Название «Терская группа» для них удобно потому, что они приурочены к Терской впадине и к бассейну р. Терека.

питания неогеновых водоносных горизонтов за счет перелива вод из аллювиальных песков и галечников.

Дагестанский артезианский бассейн располагается в пределах побережья Каспийского моря и северо-восточного склона Большого Кавказа. Он протягивается от г. Махачкалы на юго-восток до г. Дербента, к югу от которого находится Кубинский артезианский бассейн. В бассейне выделяются следующие основные водоносные комплексы:

I водоносный комплекс — юрских и меловых карбонатных пород. Область питания этого комплекса расположена в Нагорном Дагестане на больших высотах. Здесь развиты пресные трещинно-карстовые гидрокарбонатные воды. К северо-востоку водоносный комплекс погружается под палеогеновые и неогеновые отложения. Воды его приобретают напор и становятся карстово-трещинными.

В пределах равнины в ядрах третичных антиклинальных складок, сложенных палеогеном и неогеном, меловые породы местами вновь выходят на поверхность, но на небольшой высоте над уровнем моря. Эти выходы являются «гидрогеологическими окнами», через которые происходит частичная разгрузка I водоносного комплекса, возможно и стратиграфически более высоких.

Состав воды при погружении комплекса сильно изменяется, а температура подземных вод возрастает. Скважины в меловых отложениях водоносных пород имеют очень большой дебит. Часто при вскрытии водоносных пород из скважины бьют фонтаны горячей воды в несколько десятков тысяч кубических метров в сутки [Сулин, 1948]. Так, одна из скважин с 1930 по 1934 г. фонтанировала горячей водой с дебитом 40—70 тыс *м*^{3}*/сутки*, или около 500—800 *л/сек*. Фонтанирование началось при проходке нижних горизонтов фораминиферовой свиты, на границе с меловыми отложениями, на глубине 675 *м*. Вода газировала углекислотой и осаждала травертин.

Следует, однако, отметить, что воды меловых отложений имеют трещинно-жильный характер, приурочены к крупным зонам тектонических нарушений. Вне этих нарушений водоносность меловых отложений ничем себя не проявляет.

Воды юрско-мелового комплекса в центральных частях бассейна солоноватые, соленые и рассолы хлоридные кальциево-натриевые, гидрокарбонатные натриевые.

Некоторое представление о составе рассольных вод из меловых и фораминиферовых слоев, вскрытых скважинами в Дузлаке, Берекее и Даг-Огнях, может дать следующая сводная формула [Сулин, 1935; Сухарев, 1955]:

$$M60-80\,\frac{Cl96-99\,HCO_3 0{,}8-4}{(Na+K)87-92\,(Ca+Mg)18-18}\,Br,\ I.$$

Вытекающие из юрских и меловых пород пресные и солоноватые источники имеют совсем иной состав воды, как это видно из формулы, приведенной ниже:

$$M0{,}6-4\,\frac{HCO_3 58-88\,SO_4 0{,}2-26\,Cl\,6-18}{(Na+K)18-100\,Ca\,1{,}5-63\,Mg\,1-20}.$$

По составу это сульфатно-гидрокарбонатные магниево-натриевые и кальциевые воды.

II водоносный комплекс — песчаников и карбонатных пород эоцена и палеоцена — отличается значительной водообильностью в зонах нарушений. Некоторые скважины, вскрывшие этот водоносный комплекс, фонтанировали с дебитом в десятки и сотни литров в секунду. Воды II горизонта на участках выхода его отложений на поверхность и в зоне свободного водообмена пресные и солоноватые, как это можно видеть из нижеприведенных формул.

Источник Бовлар-Кол с водой пресной сульфатно-гидрокарбонатной кальциевой. Вытекает по трещине сдвига из мергелей фораминиферовой свиты в окрестностях курорта Талги:

$$M0{,}7\ \frac{HCO_3 69\ SO_4 26}{Ca 89};\quad 16°{,}5;\ D\ 2{,}5\ л/сек.$$

Источник солоноватой сульфатно-хлоридной кальциево-натриевой воды. Курорт Талги [Сулин, 1938]:

$$M4{,}3\ \frac{Cl\ 61\ SO_4 24\ HCO_3 15}{(Na+K)62\ Ca 28\ Mg 9}.$$

В зоне затрудненного водообмена, на площади погружения фораминиферовых слоев вскрываются скважинами соленые воды и рассолы хлоридного натриевого состава.

Состав воды сероводородного источника № 1 курорта Талги следующий [Яроцкий, 1955]:

$$NH_4,\ H_2S,\ M5{,}2\ \frac{Cl\ 71\ SO_4 13\ HCO_3 12}{(Na+K)68\ Ca 24\ Mg 8}\ F,\ Br,\ I,\ B.$$

Состав газов азотно-углекисло-метановый. Минеральная вода вскрыта скважиной в интервале глубин 223—269 *м*, в фораминиферовых мергелях. Температура воды 38°.

III водоносный комплекс — майкопская глинистая свита, содержащая слабо водоносные песчаники и гипс. Скважины, вскрывшие водоносные горизонты этого комплекса в области погружения, переливают с дебитом до 1—2 *л/сек* соленой хлоридной натриевой водой с минерализацией в 25—28 *г/л*. В раскрытой зоне воды пресные.

IV водоносный комплекс — среднемиоценовых водоносных песчаников и песков, залегающих тремя-четырьмя пачками среди глин. Этот комплекс слабо водоносен и содержит в зоне свободного водообмена пресные воды и на глубине, в зоне затрудненного водообмена, солоноватые и соленые воды с минерализацией от 1,5 до 42 *г/л*. О разнообразии состава этих вод может дать некоторое представление его сводная формула:

$$M1{,}5—42\ \frac{C\ 98—1\ HCO_3 91—1\ SO_4 58—0}{(Na+K)100—51\ (Ca+Mg)0—50}.$$

V водоносный комплекс — сарматских известняков, песчаников, мергелей и глин — подстилается мощной толщей нижнесарматских глин. И. Ф. Пустовалов выделяет один горизонт водоносных песков и песчаников в отложениях среднего сармата и два — среди верхнесарматских пород. Из них наиболее водообилен верхний водоносный горизонт — известняков [Сулин, 1938]. Некоторое представление о составе вод этого горизонта может дать следующая формула:

$$M5—1{,}8\ \frac{HCO_3 18—85\ Cl\ 7—51\ SO_4 8—40}{(Na+K)11—56\ (Ca+Mg)43—89}.$$

Воды нижнего и среднего водоносных горизонтов сармата в зоне свободного водообмена преимущественно жесткие гидрокарбонатные с преобладанием кальция и магния над натрием. С погружением водоносного горизонта ниже уровня Каспийского моря качество вод ухудшается Дебиты скважин, вскрывших верхний и средний водоносные горизонты, 1—10 *л/сек*.

VI водоносный комплекс — песков каспийских террас, достаточно водообилен, но качество его вод неудовлетворительное.

Комплекс мезо-кайнозойских отложений на территории Дагестанского артезианского бассейна образует две основные антиклинальные ундулирующие складки, вытянутые вдоль берегов Каспийского моря

с юго-востока на северо-запад. В восточной складке выходят на поверхность водоносные горизонты верхнего и среднего миоцена, в западной, расположенной в предгорьях, в ядрах обнажены эоценовые слои. В третьей цепи складок, появляющейся спорадически, выходят даже меловые отложения.

Ядра этих складок, вскрытые эрозией, являются очагами разгрузки водоносных горизонтов. С ними связано появление некоторых минеральных и пресных источников. Наличие двух основных складок позволяет выделить в пределах Дагестанского бассейна три бассейна второго порядка — Западный, Срединный и Восточный. Наиболее качественные подземные воды, по-видимому, сосредоточены в Западном бассейне, для которого условия питания и водообмена водоносных горизонтов более благоприятны.

Кубинский (Кусарский) артезианский бассейн приурочен к Кусарской наклонной равнине, расположенной на юг от р. Самура. Находится бассейн к югу от Дагестанского. Меловые и палеогеновые отложения Главного Кавказского хребта в пределах Кубинского бассейна глубоко погружаются ниже уровня Каспийского моря. Их выходы на склоне Большого Кавказа образуют приподнятое крыло бассейна, центральная часть которого выполнена мощной толщей неогеновых и четвертичных отложений, представленной галечниками и песками. К этой толще приурочены многочисленные водоносные горизонты; их практическое значение весьма велико. Слои галечников в пределах наклонной Кусарской равнины образуют типичную предгорную артезианскую систему. Воды эти пополняют свои запасы у подножия восточного склона Кавказа, где галечники поглощают речные воды горных потоков. В нижней части равнины галечниковый водоносный горизонт прикрыт суглинистыми образованиями и из грунтового превращается в артезианский.

Этот горизонт питает мощные восходящие Шолларские и другие источники и имеет большое значение для водоснабжения.

Апшеронская группа артезианских бассейнов располагается в пределах восточного окончания южного склона Большого Кавказа. Большая часть этой территории находится в пределах Апшеронского полуострова и его восточного продолжения, скрытого водами Каспия.

В строении артезианских бассейнов участвуют различные водоносные комплексы палеогена и неогена, трансгрессивно перекрытые песчано-галечными отложениями современной каспийской и древнекаспийских террас. Третичные отложения собраны в куполовидные и антиклинальные складки, вытянутые преимущественно с северо-запада на юго-восток. Между ними в межкупольных и синклинальных понижениях образовались взаимносвязанные артезианские бассейны.

По данным В. Е. Хаина и других исследователей, структуры мезокайнозойской складчатости на Апшеронском полуострове представлены двумя крупными антиклинориями. Восточный протягивается в средней части полуострова с северо-запада на юго-восток — от Сумгаита до Зыха. Западный антиклинорий прослеживается по осям Коунской антиклинали и Шабандагскому поднятию и далее на юго-запад Карадагской антиклинали. Эти два основных антиклинория позволяют в системе апшеронских артезианских бассейнов выделить три группы: Западную, Срединную (между вышеуказанными антиклинориями) и Восточную (на восток от Восточного антиклинория).

Количество водоносных горизонтов этой системы, приуроченных к прослоям песчаников и песков, известняков различной мощности, залегающих среди глин, велико (несколько десятков). Водоносность комплекса разнообразна, но в общем незначительна. В. А. Сулиным [1948] воды Апшерона по составу разделяются на два типа: 1) хлоркальциевый (хлоридные кальциево-магниево-натриевые); 2) гидрокарбонатный натриевый (хлоридно-гидрокарбонатные натриевые).

Ниже приведены сводные формулы состава вод этих двух типов: хлоркальциевый тип:

$$\frac{Cl\ 96—100\ HCO_3 0{,}5—\ ?\ SO_4 0 - следы}{(Na+K)59—95\ Mg 2—24\ Ca 2—18};$$

гидрокарбонатный натриевый тип:

$$\frac{Cl\ 27—96\ HCO_3 4—72\ SO_4 0—20}{(Na+K)80—100\ Mg 0{,}1—17\ Ca 0{,}3—4}.$$

Из сопоставления формул видно, что в водах первого типа всегда преобладают хлориды натрия, иногда наблюдается повышенное содержание магния и кальция. Характерным для этого типа вод является постоянное присутствие хлоридов магния и кальция.

Второй тип вод более разнообразен. Наряду с высоким содержанием хлоридов натрия в одних водах, в других — наблюдается преобладание гидрокарбонатов натрия. Для вод этого типа отмечено малое содержание кальция и невысокое магния. Отсутствие хлоридов магния и кальция и наличие гидрокарбонатов натрия, хотя бы в малых дозах, придает этим водам щелочной характер и позволяет их выделить в гидрокарбонатный натриевый тип.

Минерализация вод изменяется в широких пределах от слабо солоноватых до соленых. Более минерализованы воды хлоркальциевого типа. Пресные грунтовые воды встречаются в области развития бугристых песков.

На большей части территории Апшеронского полуострова грунтовые воды, солоноватые и соленые, не пригодны для питья. Но все же минерализация грунтовых вод меньше, чем артезианских. В изменении минерализации и состава вод намечаются некоторые закономерности. Воды отдельных горизонтов с запада, от наиболее приподнятой и раскрытой Ленинской площади, по мере погружения водоносных горизонтов на восток, к наиболее глубоко залегающему Калининскому месторождению, характеризуются увеличением минерализации и изменением состава от щелочного (гидрокарбонатного натриевого) типа до хлоридного кальциево-магниево-натриевого (хлоркальциевого).

В вертикальном гидрохимическом разрезе наблюдается уменьшение минерализации вод с глубиной. Так, на Апшеронском полуострове в верхнем отделе продуктивной толщи находятся наиболее минерализованные воды По мере углубления минерализация вод уменьшается и наименее минерализованные воды залегают в низах продуктивной толщи. Эта особенность — уменьшение минерализации вод с глубиной — была доказана впервые В. Д. Голубятниковым для данного артезианского бассейна, который привел следующую весьма интересную характеристику [Двали, 1932]:

а) верхние воды с наибольшей минерализацией от IV до X пласта; плотный остаток 97,5—127,5 *г/л;*

б) воды меньшей минерализации между пластами X и XI; плотный остаток 96,4 *г/л;*

в) воды с еще меньшей минерализацией между пластами XII и XIV; плотный остаток 86,4 *г/л;*

г) воды свиты XIV пласта; плотный остаток 73,9 *г/л.*

С глубиной уменьшается содержание Cl, Ca и Mg и увеличивается содержание HCO_3, SO_4, Na и K.

Соответственно изменяются типы вод от хлоркальциевых вверху до гидрокарбонатных натриевых — на глубине.

Наблюдаемые иногда местные отклонения от установленной закономерности, например появление горизонта с более минерализованной водой, чем вода вышележащего водоносного горизонта, или, наоборот, появление в разрезе водоносного горизонта с менее минерализованной

водой по сравнению с водой нижележащего водоносного горизонта, объясняется спецификой динамики подземных вод, различными скоростями движения и водообмена в разных пластах; при этом может иметь значение и более высокое положение области питания.

По мере удаления от контура нефтяного месторождения и погружения водонефтеносных горизонтов от сводовых участков структур к наиболее погруженным крыльевым их частям происходит уменьшение минерализации, содержания хлоридов натрия и увеличение количества гидрокарбонатов натрия [Сулин, 1948].

Необходимо отметить, что артезианские воды вскрыты, в связи с бурением нефтяных скважин, также и на дне Каспийского моря. Тем самым намечается несомненная гидрогеологическая связь артезианских бассейнов на западных и восточных берегах Каспийского моря. В то же время ряд характерных особенностей, например наличие грязевых вулканов, сближает систему артезианских бассейнов Апшеронского полуострова с Керченско-Таманской

Однако существенное отличие их заключается в отсутствии хороших коллекторов для воды и нефти в Керченско-Таманской области.

Складчатая область Малого Кавказа

Малый Кавказ представляет собой весьма сложную и по тектоническим условиям, и по гидрогеологической характеристике горную страну в пределах которой выделяется целый ряд водоносных комплексов

I водоносный комплекс — докембрийских гранитов, гнейсов, кристаллических сланцев и более молодых гранитоидов. Выходы слагающих его пород на поверхность имеют ограниченное развитие. Комплекс известен в Дзирульском массиве — на севере, в Сомхетском массиве — в центральной части, на юге — в бассейнах рр. Занги и Абарчая, на востоке — по р. Асарикчаи (Азербайджан) и на западе — в Грузии (в виде небольших массивов молодых гранитоидов).

II комплекс характеризуется развитием трещинных вод, пресных с очень малой минерализацией, мягких, обычно гидрокарбонатных холодных. Водоносность его невелика Большей частью отложения этого комплекса служат относительным водоупором для покрывающих его более молодых отложений.

Интересен состав вод щелочных и нефелиновых сиенитов Памбакского хребта, по Н. И. Долухановой [1956]. Пресные гидрокарбонатные воды этих пород содержат до 76—94% экв. кальция, от 4 до 22% натрия, при отсутствии магния Среди вод кварцевых диоритов того же хребта выделяются две разновидности пресных гидрокарбонатных вод: 1) с преобладанием натрия и значительным содержанием кальция при отсутствии магния; 2) с заметным преобладанием кальция (50—62% *экв*) при почти одинаковом содержании магния и натрия (20—24% *экв*).

II водоносный комплекс — палеозойских метаморфических сланцев, филлитов, кварцитов, песчаников, глинистых сланцев с тонкими прослоями известняков Для него типичны пластово-трещинные и трещинно-жильные воды, холодные, пресные, слабо минерализованные, очень мягкие, гидрокарбонатные. Водоносность пород слабая, распространение ограниченно (Дзирульский массив, Даралагез, Арпачай).

В Памбакском хребте Армении пресные подземные воды палеозойского комплекса относятся к гидрокарбонатным магниево-кальциевым [Н И. Долуханова, 1956].

III водоносный комплекс — палеозоиских и триасовых известняков, мергелей, гипсоносных карбонатных пород, — в котором преобладают трещинно карстовые воды, вблизи поверхности распространен мало (Арпачай, Джульфа) Водообильность слагающих его пород более значительна, чем пород ранее описанных комплексов. В долине Аракса

известны мощные источники, связанные с палеозойскими известняками Воды их пресные, гидрокарбонатные кальциевые с небольшой минерализацией и умеренной жесткостью. Там, где присутствуют гипсоносные известняки, отмечается более высокая минерализация (в частности, содержание сульфат-иона) и повышенная жесткость.

Все три водоносных комплекса (I, II, III) в виде прерывистой полосы прослеживаются по направлению: Дзирульский массив — среднее течение р. Храми — р. Маман-чай — р. Веди-чай, низовье р. Арпа-чай — Джульфа; к этой же полосе приурочены трещинные воды наиболее крупных интрузий гранодиоритов.

IV водоносный комплекс — нижне- и среднеюрская и меловая слабо водоносная вулканогенная толща. Комплекс этот имеет большое развитие на севере — на окраинах Дзирульского кристаллического массива, а также на востоке и юго-востоке Малого Кавказа. Наряду с пресными для этого комплекса отмечены и небольшие выходы углекислых минеральных вод.

V водоносный комплекс — средне- и верхнеюрских и меловых, преимущественно карбонатных закарстованных пород. Развит на окраинах Дзирульского кристаллического массива, в центральных, южных, восточных и юго-восточных районах Малого Кавказа. Один из наиболее водообильных комплексов, характеризуется довольно многочисленными источниками с большим дебитом. Воды гидрокарбонатные кальциевые, пресные, небольшой минерализации, умеренной жесткости. В Памбакском хребте пресные воды верхнемеловых песчаников и известняков относятся, по Н. И. Долухановой [1956], к гидрокарбонатным магниево-натриево-кальциевым.

VI водоносный комплекс — флишевых и песчано-глинистых и глинистых отложений верхнего мела и палеогена. Имеет существенное развитие на севере, в пределах Аджаро-Имеретинского и Триалетского хребтов. Характеризуется в зависимости от преобладания в разрезе глинистых или песчаных пород то ничтожно малой, то средней, а иногда и более значительной водоносностью. Качество вод обычно хорошее. Преобладают пластово-трещинные и трещинно-пластовые воды.

VII водоносный комплекс — вулканогенных толщ третичного и четвертичного возраста. Этот комплекс имеет исключительно большое распространение. Особенно яркие и своеобразные проявления водоносности наблюдаются в области лавовых покровов, представленных четвертичными андезитами и базальтами, широко распространенными в Армении. Сильно развитая скважность и трещиноватость андезито-базальтовых лав способствуют интенсивному поглощению ими атмосферных и поверхностных вод и накоплению мощных потоков подземной воды, питающей местами мощные источники с дебитом в сотни и более литров в секунду. Таковы, например, источники окрестностей оз. Севан, источники р. Занги, р. Храми и многие другие.

Качество этих вод очень высокое. Малая минерализация (до 50 *мг/л*), гидрокарбонатный состав, жесткость менее 1,5 *мг-экв* — все это наряду с огромной водообильностью и большой распространенностью пород VII комплекса позволяет считать его основным в пределах Малого Кавказа.

Среди андезито-базальтовых лав высокогорных районов Армении В. А. Аветисян [1956] отмечает региональное распространение вод исключительно малой минерализации (0,8—17,0 *мг/л*). Такие «сверхпресные» воды «обычно тяготеют к возвышенным участкам водоразделов, покрытым андезито-базальтовыми лавами и их каменными россыпями; их происхождение, по-видимому, обусловлено процессами конденсации.

Интересно нередко наблюдаемое этажное размещение водоносных зон, являющееся следствием слоистости и неоднородности отдельных слоев комплекса по водопроницаемости. Нижний этаж обычно разме-

щается на подстилающих отложения VII комплекса более древних породах, в большинстве случаев менее водопроницаемых.

В межгорных впадинах Малого Кавказа, выполненных олигоценовыми, неогеновыми и четвертичными отложениями, сосредоточены крупные ресурсы артезианских и грунтовых вод. К таким межгорным артезианским бассейнам относятся, например, Ленинаканский, Верхнеахурянский, Ереванский, Нахичеванский. В соленосных третичных толщах этих бассейнов находятся рассолы. Ахалцихская зона прогиба, к югу от Аджаро-Триалетской горной системы, выполненная рыхлыми палеогеновыми и четвертичными отложениями, образует Ахалцихский артезианский бассейн.

Минеральные воды Малого Кавказа используются с успехом для курортного лечения и как столовая вода. В Азербайджанской, Грузинской и Армянской республиках из многочисленных источников отметим лишь некоторые, наиболее важные в народнохозяйственном отношении: Боржоми, Саирмэ.

Боржоми. Углекислая минеральная вода выходит в ядре антиклинальной складки, сложенного палеогеновыми мергелями и песчаниками VI водоносного комплекса. На крыльях складки развита вулканогенная толща VII водоносного комплекса (А. М. Овчинников). Состав воды:

$$CO_2\,1-1{,}5\;M6\;\frac{HCO_3\,85\;Cl\,15}{Na\,85}\;Ba,\;Sr,\;Br,\;J;\;t\;18-28^\circ.$$

Минеральная вода Боржомских источников широко используется для лечения на одном из крупнейших курортов Грузии — Боржоми и в огромном количестве вывозится в города и рабочие центры СССР. По составу эта вода является аналогом известных французских минеральных вод Виши.

Саирмэ. На северном склоне Аджаро-Имеретинского хребта, в долине р. Цабларис-Цхали выходят углекислые источники Саирмэ, вода которых экспортируется. По составу она близка к воде Боржомских источников, но в ней содержится несколько больше кальция и магния.

Давно известны и используются Тбилисские термы, приуроченные к разломам на северном крыле Таборской антиклинальной складки, сложенном вулканогенной толщей эоцена. Состав этих вод:

$$H_2S;\;M0{,}3\;\frac{Cl\,47\;HCO_3\,32\;SO\,20}{Na\,84};\;t\;46^\circ.$$

Интересны Ахалцихские горькие воды, распространенные на участках развития глинистых гипсоносных пород эоцена в Ахалцихской котловине, близ г. Ахалцихе. Сводная формула состава этих вод такова:

$$M2-5\;\frac{Cl\,55-64\;SO_4\,17-35\;HCO_3\,1-19}{Ca\,51-54\;Mg\,39-40}.$$

Арзни. Крупнейший курорт Армении — Арзни базируется на минеральных углекислых источниках того же наименования. Он расположен в 18 *км* (по прямой линии) от столицы республики г. Еревана. Месторождение минеральных вод находится во вторичном залегании. Оно приурочено к древней впадине рельефа, прорезавшей глины, мергеля и песчаники верхнего эоцена, на которых залегают отложения неогена, в том числе сарматские глины, мергели с подчиненными им известняками, прикрытые лавами VII водоносного комплекса. Впадина эта имеет частью тектоническое, частью эрозионное происхождение и выполнена довольно мощными слоями древних речных галечников, которые переслаиваются с лавовыми протоками, заполнившими это древнее русло р. Занги.

В выявленном А. П. Демехиным древнем русле залегают под большим давлением сильно минерализованные углекислые воды, насыщая как поры рыхлых пород, так и трещины и пустоты в лавовых покровах За-

пасы этих вод огромны. А. П. Демехин [1940] полагает, что состав воды обусловлен растворением «главным образом за счет хлористого натрия, сернокислого кальция и других солей, обычно сопутствующих соленосным отложениям». Формирование таких вод связано «по-видимому, с толщей обнажающихся третичных глин, мергелей и песчаников, зачастую соленосных и гипсоносных» [1]. Выходы минеральной воды на поверхность приурочены к глыбам андезито-базальтов олигоценового возраста. Приведем формулу состава воды главного минерального источника Арзни, по А. П. Демехину [1940]:

$$CO_2 1{,}9\ M12\ \frac{Cl67\ HCO_3 26\ SO_4 8}{Na79\ Mg14\ Ca12}\ Sr, Ba, Mn, Fe, Br, J\ (\text{следы } F, As, P);\ t\ 20^\circ.$$

Состав воды из скв. 15, вскрывшей минеральную воду в древней ложбине:

$$CO_2 2\ M12\ \frac{Cl67\ HCO_3 25\ SO_4 7{,}5}{Na71{,}6\ Mg14{,}5\ Ca11}\ Br, J, P, As;\ t\ 21^\circ;\ D \sim 17\ \text{тыс. } л/сутки$$

Некоторые углекислые и другие источники долины р. Раздана в районе Арзни характеризуются минерализацией до 17 *г/л*. Воды сарматских отложений и соленосно-гипсоносной толщи характеризуются разнообразием минерализации до рассолов включительно. Так, источники Шор-Джри-дзор, по А. Н. Назаряну [1956], имеют минерализацию в 40—80 *г/л*.

Из других курортов Армении отметим Джермук, расположенный в пределах площади андезито-базальтов VII водоносного комплекса. Это углекислые сульфатно-гидрокарбонатные натриевые воды состава:

$$CO_2 0{,}8\ M4{,}0\ \frac{HCO_3 67\ SO_4 26\ Cl13}{(Na+K)72\ Ca18\ Mg10}\ P;\ t\ 55-61^\circ.$$

В Азербайджане с давних пор известностью пользуются минеральные источники Исти-Су на берегу р. Тертера близ с. Чирах. Здесь имеется три группы источников. К главной из них приурочен курорт Исти-Су. Состав вод данной группы, по А. М. Овчинникову:

$$CO_2\ M6{,}66\ \frac{HCO_3 52\ Cl34\ SO_4 16}{Na80};\ t\ 41-58^\circ.$$

Истисуйское месторождение минеральной воды приурочено, по А. Г. Аскарову [1953], к тектоническим разломам, секущим осадочный комплекс пород, прорванный гранодиоритовой интрузией и перекрытый молодой вулканогенной толщей VII водоносного комплекса.

На юге Нахичеванской АССР в окрестностях Джульфа известны описанные Я. В. Лангвагеном [1930] Джульфинские мышьяковистые источники. Выходы мышьяковистых вод приурочены к трещинам осевой зоны антиклинальной складки субмеридионального простирания. Складка сложена метаморфизованными мергелями V водоносного комплекса. Воды источников отложили вокруг огромные поля старых и новых травертинов. В крыльях складки залегают жилы с реальгаром и аурипигментом. Состав оригинальной и редкостной мышьяковистой воды Джульфинского источника приводится ниже.

$$CO_2 1{,}6\ M19{,}5\ \frac{Cl64\ HCO_3 29\ SO_4 6}{(Na+K)85\ Ca9\ Mg6}\ HAsO_4 25{,}9;\ Br, J, P;\ t\ 19^\circ.$$

Риono-Куринская группа артезианских бассейнов

К данной группе относятся артезианские бассейны: Рионский, расположенный в пределах Колхидской низменности, Мухранский — на Горийской наклонной равнине, Куринский — на Кура-Араксинской низ-

[1] Этот прогноз в дальнейшем подтвердился

менности, Гардабанский — в одноименной котловине, Иорский — в бассейне р. Иори, Алазанский — в бассейне р. Алазани и др.

Водоносные горизонты перечисленных артезианских бассейнов содержатся в неогеновых и четвертичных отложениях. В наиболее крупных из перечисленных — Рионском и Куринском бассейнах, могут быть выделены артезианские бассейны второго порядка. В качестве примера приведем некоторые сведения об Алазанском артезианском бассейне, по И. М. Буачидзе.

Этот бассейн располагается в предгорной Алазанской полосе опускания, вытянутой параллельно Главному Кавказскому хребту. Вдоль прогиба проходит долина р. Алазани и ее левого притока р. Агричай. Поднятием Кахетинского хребта и его юго-восточным продолжением — Ширакской степью, Алазанский бассейн отделен от соседнего с ним на юг Иорского артезианского бассейна, по которому протекает р. Иора, приток Алазани. Обе реки вскоре после слияния впадают слева в р. Куру.

Ширина Алазанского бассейна до 40 *км* при длине 300 *км*.

На левом берегу р. Алазани имеются многочисленные мощные источники, вода которых используется для водоснабжения ряда населенных пунктов и для орошения. На периферии конусов выноса выходят грунтовые воды, обуславливая заболачивание в межконусных положениях. В приазовской полосе бассейна грунтовые воды местами залегают на глубине 20—30 *м*. Их поток направлен вдоль Алазани. Минерализация грунтовых вод увеличивается от предгорий к р. Алазани, причем наиболее минерализованные грунтовые воды приурочены к заболачиваемой полосе. Здесь развиты солоноватые хлоридно-сульфатные воды [Сулейманов, 1956]. Отмечается возрастание минерализации речных вод Алазани вниз по течению к устью р. Агричая. Артезианские водоносные горизонты заключены здесь в плиоценовых отложениях, представленных чередующимися слоями глин, суглинков, песков, галечников и конгломератов мощностью 1000 *м* и более. Отложения эти несогласно покрывают отложения палеогенового, мелового и юрского возраста.

Артезианские воды вскрыты скважинами глубиной до 300 *м* в верхней части так называемой Алазанской серии, к которой приурочено два три водоносных горизонта. Общая минерализация вод 0,3 -1,2 *г/л*, тип воды гидрокарбонатно-сульфатный кальциево-магниевый или натриевый.

В Иорском артезианском бассейне развиты те же плиоценовые галечники и конгломераты, разделенные на отдельные водоносные горизонты пачками глин, но здесь водоносность плиоценовых отложений меньше, чем в Алазанском бассейне. В долинах рр. Алазани и Иори происходит дренаж подземных вод и появляются обильные восходящие источники.

В межгорных долинах, выполненных галечниками, наблюдаются сложные условия питания и стока грунтовых вод.

В межгорных широких низменностях грунтовые воды заключены в песчано-глинистых породах. По условиям их формирования и химическому составу Рионский бассейн (на западе) противопоставляется Куринскому (на востоке). Эти оба бассейна находятся в резко различных климатических условиях, что и определяет резко различный характер их грунтовых вод.

Рионская низменность богата атмосферными осадками, обильно орошается также при разливах многоводных рек. Грунтовые воды здесь залегают близко к поверхности, слабо минерализованы, богаты органическими веществами. Вообще вся Рионская низменность увлажнена с избытком и некоторые ее районы нуждаются в осушении.

Кура-Араксинская низменность является полной противоположностью Рионской, представляя собой сухую степь с засушливым климатом. Грунтовые воды в ее степях (Муганской, Мильской, Сальянской)

отличаются высокой минерализацией, нередко превышающей 50 *г/л* и хлоридным натриевым составом. Здесь доминирующее значение приобретают процессы континентального засоления. В этих условиях требуется, наоборот, хорошая вода для орошения степей.

В глубоких частях Куринского артезианского бассейна на палеозойских и кристаллических породах залегает меловой водоносный комплекс, перекрытый относительно водоупорной толщей флишевых отложений палеоцена и нижнего эоцена с маломощными водоносными горизонтами.

Второй крупный водоносный комплекс сложен среднеэоценовой грубообломочной вулканогенной свитой. Вулканогенная толща перекрывается песчано-глинистыми отложениями, среди которых преобладают глины верхнего эоцена и олигоцена, содержащие прослои водоносных песков относительно небольшой мощности. В вышележащих отложениях среднего миоцена, нижнего и среднего сармата преобладают глины с подчиненными водоносными горизонтами песчаников и известняков.

Третий крупный водоносный комплекс — это мощная толща песчаников (с прослоями конгломератов и глин) верхнего сармата и вышележащих слоев верхнего неогена.

В пределах Рионского артезианского бассейна, по И. М. Буачидзе и С. С. Чихелидзе [1957], скважинами вскрыты в неогеновых отложениях артезианские водоносные горизонты с самоизливающейся горячей водой (46—48°).

В районе курорта Менджи на западе в основании бассейна выявлен мощный водоносный комплекс известняков и мергелей верхнего мела, палеоцена и эоцена, подстилаемый туфогенными юрскими породами и перекрытый майкопскими глинами. Состав воды курорта Менджи, по данным В. Г. Улуханова [1953], таков:

$$N_2+CH4,\ H_2S54;\ M11\,\frac{Cl95}{Na91};\ t\,20^{\circ}.$$

В составе свободно выделяющихся газов преобладает азот, второе место занимает метан.

ГЛАВА V

ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН И СРЕДНЯЯ АЗИЯ

АРТЕЗИАНСКИЕ БАССЕЙНЫ

На обширных территориях Восточного Казахстана и Средней Азии размещается система больших и малых артезианских бассейнов, протягивающаяся от Алакульского — на востоке до Закаспийского и Красноводско-Мангышлакского — на западе.

ПРИАРАЛЬСКАЯ ГРУППА АРТЕЗИАНСКИХ БАССЕЙНОВ

Группа приаральских артезианских бассейнов приурочена к Туранской низменности и представляет собой обширную сложную систему впадин, окаймленную на востоке Казахским мелкосопочником, отрогами Тянь-Шаня и Памиро-Алайской горной страны, на юге — Копет-Дагом, на западе — горами Большой и Малый Балханы, Копет-Даг (Туар-Кыр), плато Устьурт, Мугоджарами и Южным Уралом.

В строении этого региона принимают участие юрские, меловые, третичные и четвертичные отложения различного состава и происхождения, залегающие в его северной части на складчатых палеозойских породах (фундамент бассейнов). Глубина залегания палеозоя местами составляет несколько километров. На многих же участках палеозойские образования залегают неглубоко, а в останцовых горах Кызылкумов они обнажаются на поверхности земли.

Можно отметить следующие основные структурные элементы территории: 1) плоский прогиб фундамента — на восток от Урала; северная часть прогиба известна под названием Тургайской впадины; 2) глубокий прогиб северо-западного простирания, к которому приурочено нижнее и среднее течение р. Сыр-Дарьи; 3) наиболее глубокий прогиб северо-западного простирания, включающий территорию Каракумов, к которому приурочен бассейн среднего и нижнего течения р. Аму-Дарьи. Наличие крупных депрессий на поверхности фундамента и соответствующих им крупных мульдообразных структур в осадочном комплексе чехла обусловило возможность выделения в пределах рассматриваемой территории следующих артезианских бассейнов: Тургайского — на севере, Сыр-Дарьинского — на востоке, Аму-Дарьинского — на юге.

ТУРГАЙСКИЙ АРТЕЗИАНСКИЙ БАССЕЙН

Тургайский артезианский бассейн приурочен к плоскому прогибу поверхности палеозойского фундамента, отделяющему Урал от Северо-Казахстанской складчатой области. В глубоких впадинах и грабенах палеозойского фундамента находятся юрские континентальные угленосные, малоуплотненные пески и глины; в основании местами залегают конгломераты. Юрские породы слабо водоносны и содержат напорные горько-соленые, солоноватые и соленые воды, непригодные к употреблению

В Северном Приаралье намечается система мелких артезианских бассейнов второго порядка, приуроченных к складчатым структурам меловых и третичных отложений. В западной — Челкарской, известны пресные артезианские воды в эоценовой песчано-глинистой толще и меловых песках. На значительной площади, по Е. Г. Чаповскому [1957], скважины дают самоизлив. Дебит скважин местами до 15 *л/сек*. В более восточных синклиналях: Джиланской, Тугузской, Чокусинской и др., воды по составу разнообразны — от пресных до солоноватых и соленых. Более глубокие водоносные горизонты меловых отложений вскрыты на ст. Челкар, Саксульская, Аральское Море, в интервалах глубин 200—300 *м*; они содержат солоноватую и горько-соленую воду, непригодную для водоснабжения.

В юго-западной краевой части артезианского бассейна известны слабо солоноватые (1—3 *г/л*) воды в меловых отложениях на глубине 50—90 *м*. Дебит скважин до 10—15 *л/сек* [Морозов, 1957].

Грунтовые воды удовлетворительного качества залегают в песках Большие и Малые Барсуки и в Приаральских Каракумах. Они используются местным населением с помощью колодцев, дебит которых невелик. Грунтовые воды аллювиальных отложений большей частью плохого качества. В покровных четвертичных суглинках грунтовые воды имеют разнообразный состав и повышенную минерализацию, малопригодны или совсем непригодны для использования.

На севере Тургайского бассейна находится поднятие палеозойского фундамента (Кустанайский вал). Оно отделяет Тургайский артезианский бассейн от Тобольского и служит природным водоразделом поверхностных и подземных вод. По составу воды варьируют от пресных до соленых. Подземные воды хорошего качества приурочены к отложениям миоцена, олигоцена и мела.

На юго-востоке Тургайского артезианского бассейна меловые отложения выходят на поверхность и содержат пестрые по степени минерализации и составу грунтовые воды. На юго-востоке находится Мынбулькский артезианский бассейн второго порядка с пресными и солоноватыми водами [Посохов, 1957] в меловых водоносных горизонтах, залегающих на глубине 50—150 *м*. Дебит источников и скважин самоизливом 8—12 *л/сек*, по У. М. Ахмедсафину [1955].

СЫР-ДАРЬИНСКИЙ АРТЕЗИАНСКИЙ БАССЕЙН

Сыр-Дарьинский артезианский бассейн приурочен к крупной тектонической впадине на поверхности палеозойского фундамента, вытянутой с юго-востока на северо-запад. На востоке эта территория окаймляется отрогами Тянь-Шаня — горами Каратау и др., на юге — Памиро-Алайской горной системой и останцовыми горами Кызылкумов.

Глубина бассейна еще не установлена. До палеозойского фундамента, по данным нескольких скважин, на северо-западе 500—900 *м*. Во внутренних частях и на юге его она более значительна.

Воды в палеозойских отложениях фундамента опробованы с глубины 1321 *м* в районе ст. Урсатьевская на юге артезианского бассейна. По Б. А. Бедеру [1958], они относятся к солоноватым хлоридным натриевым (см. табл. 29).

На складчатых палеозойских породах залегают относительно слабо дислоцированные мезозойские, третичные и четвертичные отложения различного состава морского и континентального происхождения. Спокойное залегание пород наиболее сильно нарушено на востоке, вблизи гор. В осадочном покрове выделяется несколько водоносных комплексов.

I водоносный комплекс — нижнемеловых континентальных и верхнемеловых морских отложений — характеризуется наличием нескольких водоносных горизонтов, приуроченных к пластам и пачкам песчаников. На восточных окраинах бассейна пресные воды вскрыты

многочисленными колодцами и скважинами. Пресные восходящие источники имеются на левобережье р. Сыр-Дарьи, по северной и восточной окраине возвышенности Каратау. Пресные и солоноватые горячие артезианские воды нижнемеловых песков и песчаников вскрыты скважинами в послевоенные годы на юго-востоке Сыр-Дарьинского бассейна. Скважины характеризуются значительным дебитом. Эта часть бассейна выделяется как Приташкентский артезианский бассейн второго порядка (Б. А. Бедер).

Сводные данные об азотных горячих и холодных водах нижнемеловых пород приводятся в табл. 29.

Таблица 29

Характеристика водоносных комплексов Сыр-Дарьинского артезианского бассейна (Приташкентский бассейн второго порядка)

По Б. А. Бедеру [1958]

Местоположение скважины; общая глубина скважин, *м*	t° C	Минерализация, *г/л*	Содержание компонентов, % *экв*						
			Cl	SO_4	HCO_3	Na+K	Mg	Ca	SiO_2 *мг/л*
Воды палеозоя									
Хаватак, район ст. Урсатьевская. Роторная скважина; 1321	54	4,0	92	2	6	82	8		40
Воды мела									
Келес, Ишан-Курган; 1101	48	0,8	19	18	63	90	10		32
Келес, скв. Минздрава Каз. ССР; 1460	51	0,85	14	18	66	90	10		23
Сары-Агач; 1382 . .	50	0,8	22	18	60	91	9		29
Ташкент, лесопарк „Победа", 2058 . .	53	0,8	21	23	56	92	8		20
Ташкент, бывший стадион „Пищевик"; 2435	66	0,75	20	24	55	90	10		36
Сел. Луначарское, в 8 *км* к северо-востоку от Ташкента; 1880	64	1,0	36	25	39	87	13		44
Горы Каратау, левый берег р. Сыр-Дарьи; 92.8	?	0,7	23	40	37	68	15	16	26
Разъезд Ченгельды (между Ташкентом и ст. Арысь); 100 .	?	0,7	11	30	59	76	11	13	
Азашбаш, правобережье среднего течения р. Чирчик; 390	22	0,81	1	55	44	38	38	23	39
Самсарек, Паркентский район; 573 . .	35	2,6	24	67	9	70	70	17	13
Воды неогена									
Хаватск, район ст. Урсатьевская; 450	—	0,8	10	52	38	48	48	25	27
Напорные воды четвертичных отложений									
Голодная степь, левобережье р Сыр-Дарьи, в 25 *км* к ВСВ от г. Мирзачуль; 186,7	—	0,7	11	63	26	46	46	26	28

Областью питания нижнемелового водоносного горизонта являются значительные площади выходов меловых пород на северном и восточном крыльях Приташкентского артезианского бассейна. Именно отсюда и направляется основной поток подземных вод. Разгрузка артезианских вод меловых водоносных горизонтов происходит, по-видимому, на возвышенности Каратау; часть вод переливается в вышележащие отложения юго-восточной части Кызылкумов.

Граница между пресными и солоноватыми артезианскими водами нижнемеловых отложений в Приташкентском бассейне намечается к западу от р. Сыр-Дарьи, ибо в Кызылкумах меловые воды по преимуществу солоноватые и соленые.

Горячие артезианские воды нижнемеловых отложений используются для лечебных целей (Ташкентская минеральная вода из скважины Ишан-Кургана). Перспективы дальнейшего хозяйственного, питьевого и иного использования этих вод очень велики. К тому же есть основания для продолжения разведки на артезианские воды к северу от Приташкентского района, на северо-восточном крыле Сыр-Дарьинского артезианского бассейна, примыкающем к хр. Каратау.

Действительно, на юго-западных склонах хр. Каратау скважинами на глубине 75—150 *м* в верхнемеловых отложениях вскрыты, по Т. В. Зиновьевой [1957], пресные гидрокарбонатные кальциевые воды. Дебиты скважин самоизливом (8—50 *л/сек*) свидетельствуют о значительной водообильности меловых водоносных горизонтов. В Кзыл-Ординской впадине фундамента воды меловых отложений (сенонские пески) становятся слабо солоноватыми сульфатными натриевыми. Дебит скважин здесь около 1 *л/сек* самоизливом, при глубине вскрытия водоносных горизонтов около 80—170 *м* и более. Водоупорной подошвой являются туронские гипсоносные глины. На ст. Джусалы в нижнемеловых отложениях вскрыто несколько песчаных водоносных горизонтов мощностью в 2,5—12 *м*. Залегают они среди глин на глубинах свыше 300 *м*. Дебит скважин 0,8—0,1 *л/сек* при самоизливе. Воды пресные и солоноватые сульфатные натриевые. Минерализация их 0,6—7 *г/л*.

В Арало-Казалинском прогибе фундамента, расположенном между Тургайским и Сыр-Дарьинским бассейнами, артезианские воды вскрыты в прослоях сенонских песков (5—28 *м* мощностью). Дебит скважин при самоизливе 0,7—26 *л/сек*. Воды слабо солоноватые, хлоридные, натриевые.

У. М. Ахмедсафин [1955] указывает на наличие солоноватых артезианских вод в меловых отложениях центральной части Сыр-Дарьинского бассейна. Глубина залегания водоносных горизонтов 200—500 *м*; дебит скважин при самоизливе 10—50 *л/сек*.

Глубокие подземные воды правобережья р. Аму-Дарьи слабо изучены. Некоторое представление о глубине залегания различных водоносных комплексов, температуре и составе подземных вод может дать табл. 30, составленная по данным М. П. Павлова [1950] и Б. А. Бедера [1958].

II водоносный комплекс — палеогеновых и неогеновых глинисто-песчаных отложений, воды которого в основном приурочены к пескам, песчаникам, конгломератам и, отчасти, к известнякам. Водоносные горизонты характеризуются малой водообильностью, большим разнообразием свойств и состава воды, снижением качества с глубиной и по мере удаления от гор в сторону пустыни. Необходимо, однако, заметить, что в ряде мест в третичных отложениях были вскрыты пресные воды.

III водоносный комплекс — четвертичных отложений. О. К. Ланге [1947] на площади распространения четвертичных отложений выделяет две зоны: первая — подгорных шлейфов и предгорных равнин, вторая — равновесия подземного стока и испарения. Первая

Характеристика водоносных комплексов Кашка-Дарьинского артезианского бассейна второго порядка

По Б. А. Бедеру [1958] и М. П. Павлову [1950]

Местоположение	t°C	Минерализация, *г/л*	Содержание компонентов, % *экв*						*мг/л*
			Cl	SO_4	HCO_3	Na+K	Mg	Ca	
Нижнеюрский водоносный комплекс									
Структура Джар-Как, в интервале 1397—1391 *м*	—	107	99	—	—	71	5	24	I—12* Br—453
Верхнеюрский водоносный комплекс									
Структура Сары-Таш; в интервале 1294—1277 *м*	—	72	97	—	—	63	4	33	I—17 Br—717
Нижнемеловой водоносный комплекс									
Структура Джар-Как, в интервале 1050—1040 *м*	—	18,4	96	—	—	73	8	19	I—1 Br—96
Верхнемеловой водоносный комплекс									
Структура Джар-Как	22	3,9	26	72	2	55	15	29	
Структура Сеталан-Тепе	26,20	1,7	62	4	34	98			
Структура Сары-Таш	41	2,6	31	59	10	69	11	29	
Палеогеновый водоносный комплекс, Бухарский ярус									
Структура Мама-Джургаты	26,2	4,7	26	70	4	38	22	40	
Там же	25,2	3,9	27	69	4	47	22	33	
Структура Сары-Таш	—	5,1	35	62	3	41	23	36	
Структура Южный Мубарек	22,3	2,9	19	72	9	33	25	42	
Неогеновый водоносный комплекс									
г. Китаи; в интервалах: 36—49 и 64—147 *м*	—	0,5	8	31	61	16	34	50	
Районный центр Камаши, в интервале 76—183 *м*	—	1,3	20	68	12	34	25	41	
г Карши, в интервале 127—130 *м*	—	5,0	44	52	4	52	22	26	
Древнечетвертичный и верхненеогеновый (Q_1+N_2) водоносный комплекс									
г. Китаи, в интервале 19,2—21,5 *м*	—	0,35	—	—	82	16	33	51	
г Карши, в интервале 59,5—101,7 *м*	—	6,5	40	56	4	60	17	23	

* В этой графе содержание компонентов дано в *мг/л*.

зона в свою очередь подразделяется на подзоны: а) поглощения атмосферных осадков и поверхностных водотоков на пространствах сухих дельт и перелива подземных вод из горных сооружений в предгорные равнины; б) выклинивания грунтовых вод на поверхность земли по окраинам конусов выноса (подзона эта не всегда хорошо выражена), в) погружения зеркала грунтовых вод и их осолонения на пространствах предгорных плоских равнин, сложенных преимущественно лёссами.

Зона подгорных шлейфов и предгорных равнин окаймляет Сыр-Дарьинский бассейн с юга и востока, по его окраинам примыкая непосредственно к горным сооружениям. Запасы пресных грунтовых вод в этой зоне значительны, особенно в отложениях конусов выноса и дельт крупных правобережных притоков р. Сыр-Дарьи (Чирчик, Ангрен и др.), а отчасти и на юге (Джизакский район). Ряд оазисов — Приташкентский, Чимкентский, Джизакский, расположенных на территории этой зоны, снабжается грунтовыми водами. Здесь формируется тот сток подземных вод, который дальше направляется в пустыню и там расходуется на испарение. Часть этого стока перехватывается р. Сыр-Дарьей.

Состав подземных вод первой зоны разнообразен. Наиболее высоким качеством характеризуются воды песков и галечников в вершинах конусов выноса и в хорошо промываемых толщах речных террас, в том числе и воды древних четвертичных конгломератов и галечников (Чимкентский район). Значительно хуже качество воды в лёссах и песчано-глинистых отложениях, а также слабо напорных вод древнеаллювиальных галечников, перекрытых лёссом (Приташкентский оазис).

Река Сыр-Дарья разрезает первую зону на левобережную и правобережную части, а затем ниже по течению отчленяет эту зону от зоны равновесия подземного стока и испарения грунтовых вод, которая в основном приурочена к левобережью р. Сыр-Дарьи. Таким образом, на левом ее берегу выделяется южный — Голодностепский район, а на правом берегу р. Сыр-Дарьи (с юго-востока на северо-запад) — Дальневерзинский, Чирчик-Ангренский (Приташкентский), Туркестано-Чимкентский гидрогеологические районы первой зоны, наиболее обеспеченные водой. Особенностью Чирчик-Ангренского района является наличие мощных, весьма водообильных современных и древнеаллювиальных конусов выносов и отложений террас. Мощность этих отложений (галечников) свыше 30—40 *м*. Удельный дебит колодцев до 15—80 *л/сек*.

Вторая зона — равновесия подземного стока и испарения грунтовых вод характеризуется малоинтенсивным подземным стоком. Основной расход подземных вод в этой зоне идет на испарение. Скорость движения вод ничтожна. Состав их крайне разнообразен. Эта зона расположена в основном на левобережье р. Сыр-Дарьи вниз по течению, начиная от северной окраины Голодной степи. Она прослеживается в западном направлении до останцовых гор Кызылкумов и берегов Аральского моря.

В ее пределах выделяются: 1) Северные и Северо-Восточные Кызылкумы, на территории которых распространены пески, сформировавшиеся за счет эоловой переработки древних аллювиальных отложений р. Сыр-Дарьи; 2) островная увалистая возвышенность Каратау и 3) песчано-глинистые равнины Западных Кызылкумов — древняя дельта р. Сыр-Дарьи.

Глубина залегания грунтовых вод 25—50 *м* на юге и 15—20 *м* на севере. Грунтовые воды второй зоны по составу разнообразны: от пресных до горько-соленых. В древнедельтовых отложениях р. Сыр-Дарьи, на окраине Кызылкумов, имеются пресные и слабо солоноватые воды. Интересно отметить появление пресных источников на северной и восточной окраине возвышенности Каратау, приуроченных к горизонтам меловых отложений.

Помимо грунтовых вод первой и второй зоны, следует выделить грунтовые воды Присырдарьинской аллювиальной равнины и современной дельты р. Сыр-Дарьи. Эти воды залегают неглубоко, вблизи р. Сыр-Дарьи они преимущественно пресные, но по мере удаления от реки воды осолоняются, минерализация их растет, меняется состав, увеличивается глубина залегания.

На состав и режим грунтовых вод в орошаемых районах Сыр-Дарьинского бассейна оказывает влияние сельскохозяйственная деятельность человека. Большое количество воды, расходуемой на орошение культурных земель, вызывает подъем уровня грунтовых вод в орошаемом массиве, перераспределение солей, местами засоление и заболачивание почв.

АМУ-ДАРЬИНСКИЙ (КАРАКУМСКИЙ) АРТЕЗИАНСКИЙ БАССЕЙН

Аму-Дарьинский бассейн приурочен к огромной впадине, вытянутой с юго-востока на северо-запад и выполненной в основном меловыми, третичными и четвертичными отложениями. Эти осадочные толщи залегают на фундаменте, сложенном складчатыми породами палеозоя, а на юге и мезо-кайнозоя. В глубоких прогибах фундамента лежат песчано-глинистые отложения юры.

Северо-восточная граница бассейна проводится по окраине останцовых гор Кызылкумов и далее вдоль южного склона гор Нуратау, затем по подножию западных отрогов Памиро-Алайских гор до государственной границы с Афганистаном. Здесь она протягивается вдоль предгорий Парапамиза. Южная граница совпадает с подножием Копет-Дага. На западе Аму-Дарьинский бассейн через узкий пролив между горами Малый и Большой Балханы соединяется с Закаспийским. На северо-западе и севере граница следует по правобережью Узбоя, огибая Туаркырскую складчатую область с юга и востока, по чинку Капланкыр, и далее на север и северо-восток, в основании обрывов Устюрта, — до Аральского моря; южный берег является условной — гидрогеологической, границей бассейна на севере. Наиболее глубоко фундамент залегает на юге, в области так называемого Туркменского прогиба. На большей части площади бассейна находится обширная пустыня Каракумы, поэтому бассейн нередко называется Каракумским.

В гидрогеологическом отношении в Аму-Дарьинском бассейне можно выделить следующие районы:

Северо-восточное крыло бассейна — правобережье р. Аму-Дарьи.

Юго-восточное крыло бассейна, включая междуречья Аму-Дарья—Мургаб и Мургаб—Теджен.

Юго-западное (прикопетдагское) крыло бассейна.

Центральные (Низменные) Каракумы.

Заунгузские Каракумы.

Долина р. Аму-Дарьи и ее дельта.

Северо-западное крыло бассейна — район, тяготеющий к Узбою и к Устьурту.

Северо-восточное крыло артезианского бассейна. Это крыло расположено на правобережье р. Аму-Дарьи от района г. Керки до Хорезмской дельты. Артезианские метановые воды, горячие, высокоминерализованные, вскрыты скважинами в Бухаро-Каршинской впадине, в ряде антиклинальных структур (Сеталан-тепе, Сарыташ, Караулбазар, Муберек, Чажды и др.) в породах мелового возраста. В пределах северо-восточного крыла Аму-Дарьинского бассейна намечается Бухаро-Каршинский артезианский бассейн второго порядка (Б. А. Бедер).

На правобережье р. Аму-Дарьи лучше изучены воды четвертичных отложений. Здесь развиты подгорные шлейфы и предгорные равнины, обрамляющие территорию бассейна на северо-востоке. На территории

правобережья можно выделить Бухарский гидрогеологический район, в основном охватывающий дельту р. Зеравшана и примыкающий к ней с юга район Каршинской равнины. К северу от дельты Зеравшана вдоль правого берега р. Аму-Дарьи, протягивается песчаная равнина Южных Кызылкумов, а к югу от этой дельты, также на правом берегу р. Аму-Дарьи, расположены пески Сундуклы.

Гидрогеологический район дельты р. Зеравшана. По выходе из Хазаринской теснины р. Зеравшан вступает в пределы Бухарского, а далее Каракульского оазисов. Здесь вода реки разбирается многочисленными арыками. Территория этих оазисов представляет собой древнюю дельту р. Зеравшана. Поверхность дельты полого понижается на юго-запад, менее значительно на юго-восток и северо-запад.

В строении дельты участвуют древнечетвертичные галечники и песчано-глинистые отложения с подчиненными им мелкогалечными разностями и прослоями конгломератов. Общая мощность этой толщи до 25 *м*. Залегает она на породах неогена.

В дельте Зеравшана грунтовые воды образуют широкий плоский радиально растекающийся поток. К краям дельты они погружаются вначале в нижние горизонты древнего аллювия, затем в неогеновые водопроницаемые пески, песчаники и другие породы. Глубина залегания зеркала грунтовых вод в пределах дельты до 5 *м*. Местами, в понижениях рельефа, грунтовые воды выходят на поверхность. Общий уклон поверхности грунтовых вод на юго-запад.

Вблизи арыков грунтовые воды находятся под воздействием ирригационных вод и по степени минерализации пресные, а вдали — слабо солоноватые до соленых (2—55 *г/л*). В общем минерализация изменяется в пределах от 0,5 до 10 *г/л* и более при преобладании сульфатных вод обычно большой жесткости. Отмечено также, что в верхней части дельты — мелкоилистой, минерализация больше, чем в нижней, песчано-галечной.

Грунтовые воды аллювиальных рыхлых отложений и подстилающих их конгломератов образуют сложный двухъярусный водоносный горизонт. Галечники и конгломераты имеют широкое распространение и уходят далеко за пределы конуса. Дебиты колодцев и скважин изменяются от десятых долей до нескольких литров в секунду.

На площади дельты расположен густонаселенный Бухарский оазис с г. Бухарой. Освоению этого района способствовали значительные ресурсы пригодных для использования грунтовых вод в дельте Зеравшана.

Гидрогеологический район Каршинской равнины. Этот район находится южнее. На северной окраине он представляет собой увалистую равнину, центральная часть занята дельтами и долинами рр. Кашка-Дарьи и Шур-Гузара. На юге расстилается подгорная (такырная) равнина, которую относят к зоне равновесия подземного стока и испарения. Гидрогеологические условия центральной дельтовой части района сходны с условиями Зеравшанской дельты.

Песчаная равнина Южных Кызылкумов простирается от Бухарского оазиса на север до Хорезмской дельты Аму-Дарьи (по ее правобережью). На северо-востоке песчаная равнина переходит в область останцовых гор Кызылкумов, с которой район тесно связан.

Грунтовые воды в понижениях между барханами вскрываются многочисленными колодцами в мелкозернистых песках. Глубина залегания грунтовых вод в понижениях 1—5 *м*, тогда как на вершинах барханов она значительно возрастает. Притоки воды к колодцам небольшие вследствие слабой водоотдачи песков. Колодцы используются непродолжительное время и обычно ежегодно выкапываются в новом месте.

Вода песков хорошего качества, пресная, мягкая, преимущественно гидрокарбонатная. Большинство исследователей пустыни считает, что

грунтовые воды в песках накапливаются за счет инфильтрации атмосферных осадков, выпадающих на поверхность пустыни в зимне-осеннее время, не исключена возможность частичного конденсационного пополнения запасов воды [Митгарц, 1948] На севере и востоке района эоловые пески нередко безводны, ибо вода атмосферных осадков свободно

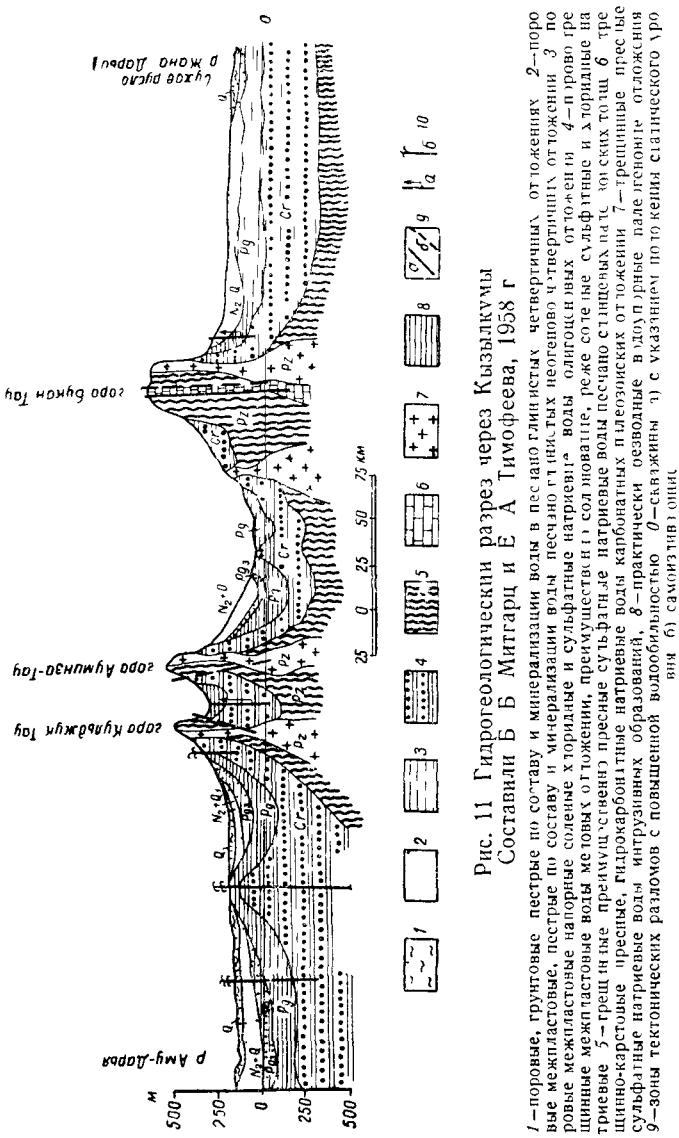


Рис. 11 Гидрогеологический разрез через Кызылкумы
Составили Б. Б. Митгарц и Е. А. Тимофеева, 1958 г.

1—поровые, грунтовые пестрые по составу и минерализации воды в песчано-глинистых четвертичных отложениях *2*—поровые межпластовые, пестрые по составу и минерализации воды песчано-глинистых неогеновых и четвертичных отложений *3* поровые межпластовые напорные соленые хлоридные и сульфатные натриевые воды олигоценовых отложений *4*—трещинные межпластовые воды меловых отложений, преимущественно солоноватые, реже соленые сульфатные и хлоридные натриевые *5*—трещинные преимущественно пресные сульфатные натриевые воды песчано-глинистых палеогеновых толщ *6* трещинно-карстовые пресные, гидрокарбонатные натриевые воды карбонатных палеозойских отложений *7*—трещинные пресные сульфатные натриевые воды интрузивных образований, *8*—практически безводные в двупорные палеогеновые отложения *9*—зоны тектонических разломов с повышенной водообильностью *10*—скважины: *а*) с указанием потока и статического уровня, *б*) самоизливающие.

просачивается через пески в подстилающие их водопроницаемые третичные и меловые породы. Вода появляется в песках при наличии подстилающих их водоупорных глинистых пород.

Район песков Сундуклы находится на правобережье р. Аму-Дарьи, к югу от Бухарского и Каракульского оазисов. Высота гряд песков здесь достигает 30 *м*. Под песками залегает плиоценовая континентальная толща. К пескам приурочены пресные грунтовые воды, залегающие на солоноватых и соленых Гидрогеологическая обстановка сходна с обстановкой песчаной Кызылкумской равнины.

Юго-восточное крыло артезианского бассейна — междуречье Аму-Дарья—Мургаб и Мургаб—Теджен. В пределах юго-восточного крыла

Аму-Дарьинского артезианского бассейна выделяются возвышенности Бадхыз и Карабиль, междуречье Аму-Дарья—Мургаб и междуречье Мургаб—Теджен, а также Мургабский и Тедженский оазисы, которые являются одними из густонаселенных сельскохозяйственных районов Туркменской республики.

Юго-восточное крыло бассейна сложено в основном неогеновыми отложениями, прикрытыми четвертичными образованиями. Более глубоко залегают палеогеновые и мезозойские породы.

Район возвышенностей Бадгыз и Карабиль. Холмистые возвышенности Карабиль и Бадгыз, расположенные на крайнем юге (предгорья Парапамиза), полого спускаются на север к Юго-Восточным Каракумам (первая расположена к востоку, а вторая к западу от р. Мургаба). Здесь широко развиты залегающие на меловых отложениях песчано-глинистые гипсоносные толщи палеогена и песчаники неогена. Этот район отмечается исключительно глубоким залеганием грунтовых вод, пожалуй, наибольшим не только для Аму-Дарьинского бассейна. Редкие копаные колодцы достигают уровня подземных вод на юге района на глубине до 200—260 *м* (М. И. Александрова). Это самые глубокие колодцы в СССР, вода из которых используется для водопоя скота. К северу глубина залегания грунтовых вод уменьшается до 30—50 *м*.

Поток грунтовых вод направлен также на север. Вниз по его течению увеличивается минерализация вод от пресных и слабо солоноватых до сильно солоноватых и местами соленых. Подземные воды Бадхыза и Карабиля используются преимущественно для водопоя скота.

Междуречье Аму-Дарья—Мургаб. Возвышенность Карабиль к северу переходит в наклонную равнину, входящую в состав Юго-Восточных Каракумов, располагающуюся между Мургабом и р. Аму-Дарьей (выше Чарджоу). Она разделяется на две части: наклонную пролювиальную песчано-глинистую равнину на юго-востоке и древнеаллювиальную равнину с бугристыми и грядовыми песками на северо-западе. Песчано-глинистая равнина покрыта преимущественно суглинками и лёссовидными породами, залегающими на песчано-глинистой толще. В южной части пролювиальной равнины пресных и слабо солоноватых грунтовых вод достаточно для удовлетворения питьевых нужд населения и для водопоя скота. В северной же ее части преобладают солоноватые воды, пригодные только для водопоя овец и верблюдов. Для питья здесь возможен сбор атмосферных вод, стекающих с такыров, и накопление их в «сардобах» и «каках».

Пролювиальные отложения наклонной равнины сменяются на севере древнеаллювиальными песками с прослоями глин, слагающими аллювиальную равнину левобережья р. Аму-Дарьи. Поверхность аллювиальной равнины наклонена от Аму-Дарьи в глубь пустыни. Воды реки просачиваются в аллювий и по мере удаления от русла довольно быстро минерализуются, переходя в соленые. Колодцы с пресной водой здесь встречаются преимущественно в узкой полосе шириной 6—8 *км* непосредственно близ реки. На расстоянии 10—15 *км* грунтовые воды имеют уже повышенную минерализацию и в основном пригодны лишь для водопоя скота. Одновременно с возрастанием минерализации грунтовых вод изменяется и их состав: гидрокарбонатный и сульфатно-гидрокарбонатный на гидрокарбонатно-сульфатно-хлоридный и затем — сульфатно-хлоридный и хлоридный.

На общем фоне изменения состава и минерализации основного потока грунтовых вод, получающего питание из р. Аму-Дарьи и двигающегося в западном и юго-западном направлении, следует выделить отдельные линзы пресной воды мощностью до 4 *м*, расположенные на солоноватых и соленых грунтовых водах там, где имеются благоприятные условия для инфильтрации атмосферных осадков. Пресные грунто-

вые воды почти всегда находятся среди эоловых песков, в барханах и грядах. Глубина залегания зеркала грунтовых вод в этом районе меняется от 2—3 до 20 *м* и более.

Наклонная пролювиальная равнина и древнеаллювиальная равнина левобережья р. Аму-Дарьи составляют юго-восточную часть Южно-Каракумской депрессии, расположенную к югу от Ашхабадской железной дороги. В срединной части Юго-Восточных Каракумов следует выделить молодую аллювиальную равнину и цепь солончаковых котловин, прилегающих к сухому руслу Келифского Узбоя. Грунтовые воды здесь соленые и горько-соленые. По-видимому, эта часть Юго-Восточных Каракумов представляет собой зону выклинивания грунтовых вод, поступающих с северо-востока, со стороны Аму-Дарьи, и с юго-запада, со стороны Карабиля.

Междуречье Мургаб—Теджен. Возвышенность Бадхыз к северу переходит в наклонную пролювиальную равнину междуречья Теджен—Мургаб, где преимущественно развиты горько-соленые грунтовые воды. На юге междуречья глубина залегания уровня грунтовых вод от 30 до 60 *м*. Уровень понижается к долине р. Теджена.

Севернее грунтовые воды залегают на глубине 10—20 *м* от поверхности, причем на границе с дельтой р. Мургаба глубина наибольшая. Общее движение грунтовых вод направлено от р. Мургаба к р. Теджену.

Крайняя северная часть междуречья характеризуется появлением в отдельных такырных «каках» линз пресных и солоноватых вод на общем фоне горько-соленых вод. Глубина залегания грунтовых вод здесь изменяется от 7 до 20 *м*. Общее уменьшение глубины уровня грунтовых вод к западу и северу.

К Мургабскому району относится долина, а также молодые и древние дельты р. Мургаба и его притоков Кушки и Кашана. В долине Мургаба развиты почти исключительно пресные или слабо солоноватые грунтовые воды. В долинах притоков Мургаба наряду с пресными и солоноватыми встречаются и соленые грунтовые воды. Глубина их залегания от 2 до 25 *м*.

По выходе с гор долина Мургаба заканчивается обширной областью молодой и древней дельт, которая пересекается линией Закаспийской железной дороги. Часть, расположенная к югу от железной дороги, характеризуется широким развитием пресных грунтовых вод, основное питание которых осуществляется за счет воды Мургаба и его многочисленных ответвлений, арыков, густой ирригационной сети. Падение уровня грунтовых вод — от реки и каналов.

Грунтовые воды дельты Мургаба образуют радиальный поток, расходящийся веером на север, северо-запад и северо-восток. Глубина колодцев на юге правобережья Мургаба 50—80 *м*, в северо-восточной части 20—50 *м*; глубина колодцев на юге левобережья до 100 *м*, а севернее 25—50 *м*. Дебит колодцев значителен. Вода пресная и солоноватая. К северу от железной дороги, в районе северных дельт и старых русел Мургаба, глубина уровня грунтовых вод около 10 *м*; затем к северу она возрастает до 20 *м* и более (колодец Молла-Куртли), а еще севернее вновь снижается до 10 *м*. В северном направлении уменьшается дебит колодцев и ухудшается качество вод. Общий поток грунтовых вод направлен в сторону Каракумов.

Теджекский район приурочен к долине р. Теджена и его дельтам: верхней (южной) — в районе Серахса и нижней (северной) — в районе г. Теджена. Опресняющее влияние р. Теджена сказывается на грунтовом потоке долины. Это влияние значительно больше в пределах серахской дельты р. Теджена, где широко развита ирригационная сеть. Здесь известны мощные водоносные галечники. Возможно, что с ними связаны грунтовые воды междуречья Теджен—Мургаб.

В старых руслах Теджена, в районе Серахса, встречаются подрусловые потоки пресных грунтовых вод. Глубина залегания грунтовых вод возрастает здесь с юга на север от 5 до 20 *м*.

Пестрый литологический состав древних аллювиальных отложений обусловил наличие солоноватых и соленых вод, наряду с пресными. В районе северной части Теджанской дельты галечники отсутствуют. На общем фоне солоноватых грунтовых вод, с глубиной переходящих в соленые, прослеживаются узкие полосы пресных грунтовых вод, приуроченные к руслам временно действующих водотоков. В стороне от этих русел грунтовые воды солоноватые и пригодны лишь для водопоя скота. Глубина залегания грунтовых вод 8—20 *м*. Дебит колодцев мал.

К северу и востоку от дельты Теджена (за пределами крайних районов, достижимых для паводковых вод, стекающих по временно действующим руслам Теджена) на такырных площадках имеется огромное количество искусственных дождевых ям.

Юго-западное (прикопетдагское) крыло артезианского бассейна[1] протягивается к западу от Теджанского района до ст. Казанджик и далее к горам Большой Балхан. Древние и современные конусы выноса многочисленных долин, спускающихся со склонов Копет-Дага, объединяются здесь в зону подгорных шлейфов и предгорных равнин крайне извилистых очертаний, ширина которой 40—50 *км*, а длина — свыше 600 *км*. Поверхность равнины, поперечноволнистая ближе к горам и плоскопокатая вдали от гор, постепенно понижается по мере приближения к пустыне Каракумы.

В этой толще пролювия, слагающей район, залегают пресные грунтовые воды, которые широко используются населением путем устройства кяризов, копаных и буровых колодцев.

Пролювиальная толща сложена грубым кластическим материалом, в том числе галькой, валунами, щебнем. По мере удаления от гор наблюдается изменение состава до тяжелых суглинков и песчанистых глин.

Периферические части конусов выноса сложены преимущественно суглинками, супесями, глинами. Отмечается также большая изменчивость состава пролювиальных отложений по вертикали. Общее измельчение материала обусловливает соответствующее уменьшение водопроницаемости пород, постепенное выполаживание уровня и приближение зеркала грунтовых вод к более крутонаклоненной поверхности равнины. Так, в вершинах крупных конусов выноса в районе Ашхабада глубины залегания грунтовых вод достигают 80—100 *м;* на полпути от подножия гор к г. Ашхабаду вода залегает на глубине 40—60 *м;* в южной части города грунтовые воды вскрыты на глубине 20—25 *м*, а на северной его окраине всего на 10 *м* и менее (П. И. Калугин).

Далее на север от г. Ашхабада приближение водного зеркала к поверхности продолжается и фиксируется участками солончаков. Последние свидетельствуют о том, что зона капиллярного поднятия на отдельных участках вплотную приблизилась к поверхности земли и часть грунтовых вод теряется здесь на испарение, оставляя содержащиеся в них соли на поверхности земли. Этот процесс способствует быстрому осолонению грунтовых вод.

Далее в сторону каракумских песков обычно наблюдается вновь погружение уровня грунтовых вод, обусловленное переходом потока в более песчаную и хорошо проницаемую толщу. Таким образом, можно наметить существование трех характерных подзон (с юга на север): подзону поглощения, подзону выклинивания и неглубокого залегания зеркала вод и подзону погружения зеркала грунтовых вод.

---

[1] См. описание гидрогеологии Копет-Дага, с которым этот район связан самым теснейшим образом.

Запасы грунтовых вод района пополняются водами поверхностных потоков, стекающих с гор, пресными водами термальной Копет-Дагской зоны, которые вливаются в пролювий на отдельных участках разгрузки вод этой зоны, путем перелива грунтовых вод из Копет-Дагской складчатой области; наконец, за счет выпадения атмосферных осадков, количество которых невелико (порядка 200 *мм* в год).

Главнейшими источниками питания являются воды поверхностных потоков и термальной зоны. Подземные воды первой подзоны района в основном относятся к пресным. Лишь в тех участках, где равнина отделена от гор поясом предгорных возвышенностей, сложенных, как правило, слабо водопроницаемыми породами, в пролювии появляются высокоминерализованные воды.

Таким образом, по мере удаления от гор минерализация грунтовых вод увеличивается, причем наиболее резкое изменение минерализации происходит во второй подзоне — неглубокого залегания и частичного выклинивания грунтовых вод.

В пролювиальных отложениях и подстилающих их породах в последние годы разведаны значительные ресурсы пресных вод, которые постепенно включаются в эксплуатацию.

Прикопет-Дагский район имеет огромное значение для пополнения запасов подземных вод Центральных (Низменных) Каракумов, куда устремляется поток грунтовых вод.

Многочисленные водоносные горизонты Прикопет-Дагского прогиба, приуроченные к третичным и меловым отложениям, заключают подземные воды разной степени минерализации и высокой температуры [Бедер, Макаренко, 1957].

Центральные (Низменные) Каракумы расположены к северу от Копет-Дагского района между долиной Аму-Дарьи на востоке и горами Большой и Малый Балханы на западе. С севера район ограничивается системой котловин Унгуза, которая отделяет его от уступа Заунгузских Каракумов (Заунгузское плато).

Основная часть Низменных Каракумов приурочена к Туркменскому прогибу и его северному склону. В строении района принимают участие третичные отложения, прикрытые песчано-глинистыми образованиями древней аллювиальной равнины Аму-Дарьи и ее притоков. Верхнюю часть четвертичного покрова составляют эоловые и делювиальные отложения.

Непосредственно к северу от Прикопет-Дагской подгорной наклонной равнины расположена зона бугристых закрепленных песков и такыров. Ширина зоны 50—80 *км*. Дальше к северу, за узкой полосой так называемой «зоны южных впадин», находится широкая полоса (100—150 *км* в поперечнике) грядово-котловинных закрепленных песков. С севера эта полоса окаймляется цепью впадин Унгуза.

Грунтовые воды в Центральных Каракумах распространены повсеместно. Они залегают в пустыне на глубине 15—20 *м*. Пройдя большой путь от Копет-Дага через зону подгорных шлейфов и предгорных равнин, а также из районов рр. Аму-Дарьи, Мургаба, Теджена, Юго-Восточных Каракумов, грунтовые воды попадают в Каракумы уже сильно минерализованными. Если на южной окраине района еще встречаются солоноватые воды, то большая его часть характеризуется распространением соленых вод, непригодных для водопоя. Жители Каракумов создают искусственные грунтовые воды. Для этой цели они собирают с помощью системы канавок («ок») выпадающие на поверхность глинистых такыров атмосферные осадки в искусственное или естественное углубление (ой» или «кой»); через эти углубления происходит инфильтрация атмосферной воды в подтакырные пески. Просочившаяся вода образует линзу пресных и солоноватых вод, располагающуюся над основным горизонтом соленых вод. Колодцы, заложенные в этой линзе пресных вод, получили название «чирлэ». В отличие от них колодцы,

вырытые в песчаных котловинах, не имеющих такырного водосбора, называются «икол-аджи».

Минерализация колодезных вод меняется в широких пределах — от 1—2 до 10 *г/л* и более. По составу преобладают хлоридно-сульфатные и гидрокарбонатно-сульфатно-хлоридные воды с преимущественным содержанием натрия и кальция, несколько реже натрия и магния или натрия, кальция и магния.

Появление гидрокарбонатных вод в пустыне — редкое явление. Чаще всего — это пресные воды в подвижных барханных и бугристых песках. Залегают они маломощными линзами (не более 10 *м*) на соленой воде как на водоупорном основании.

Поток грунтовых вод Каракумов получает питание за счет фильтрации вод из рр. Аму-Дарьи, Мургаба, Теджена, за счет поверхностного и подземного стока с Копет-Дага, Карабиля и Бадхыза, инфильтрации атмосферных осадков на площадях барханных песков. Долина Узбоя и солончаковые котловины Унгуза являются главнейшими местами стока потока грунтовых вод Каракумов (В. Н. Кунин).

Заунгузские Каракумы характеризуются неглубокими залеганиями палеозойских пород фундамента, прикрытых меловыми и третичными отложениями. Район представляет собой возвышенность, которая на 50—80 *м* поднимается над Низменными Каракумами. В восточной его части, вблизи Аму-Дарьи, грунтовые воды залегают на глубине 20—40 *м*; вода слабо солоноватая, используется для питья и водопоя редкими колодцами. В центральной части района изредка встречаются колодцы с соленой водой. Западная часть его водой не обеспечена.

Северные, или Заунгузские, Каракумы отделяются от Южных, или Низменных, Каракумов полосой замкнутых котловин Унгуза, образованных в песчаниках и глинах, частью в известняках сармата. Это узкая (15—40 *км*) полоса такыров и шоров глубиной 15—20 *м*. Грунтовые воды здесь очень соленые. Населением используются наливные колодцы. В восточной части Унгуза — ближе к Аму-Дарье, наблюдается опреснение грунтовых вод, обусловленное влиянием реки. Воды здесь пресные и солоноватые; глубина их залегания 2—10 *м*.

Район долины Аму-Дарьи и ее дельт. Долина Аму-Дарьи в пределах Аму-Дарьинского артезианского бассейна отчетливо делится на два отрезка. Верхний — от южной границы бассейна на север, до кишлака Дейнау [1], характеризуется широкой (10—20 *км*) поймой, располагающейся в плоской долине среди барханных песков. Грунтовые воды залегают здесь на глубине 2—3 и до 5—7 *м* (в краевых частях поймы). Состав вод пестрый. Они эксплуатируются многочисленными колодцами, дебит которых подчас довольно велик. Нижний — северный участок долины Аму-Дарьи между кишлаком Дейнау и Хорезмом, менее благоприятен в гидрогеологическом отношении. Аму-Дарья прорезает здесь молодые поднятия Заунгузских Каракумов. Долина реки узка, глубока с участками расширенных излучин, покрытых наносами.

Хорезмская дельта Аму-Дарьи сложена преимущественно супесями, реже лёссовидными суглинками. Грунтовые воды стоят близко к поверхности земли и большей частью засолонены. Наиболее крупные скопления пресных грунтовых вод приурочены к участкам оросительных каналов и к руслу Аму-Дарьи. Пополняются их запасы за счет вод Аму-Дарьи и оросительных каналов. В пределах дельты расположен Хорезмский оазис с крупными населенными пунктами: Ургенч, Хива, Ташауз и др.

Для современной дельты Аму-Дарьи характерны многочисленные протоки. Наряду с оазисами здесь имеются и неорошаемые земли. Глубина залегания грунтовых вод небольшая, состав их пестрый. Основное

[1] К северо-западу от г. Чарджоу.

пополнение грунтовых вод — за счет вод, фильтрующихся из проток и русел Амур-Дарьи

В низовьях р Аму-Дарьи вдоль проток и каналов развиты пресные воды Разведочные работы подтвердили возможность обеспечить этими водами ряд населенных пунктов Вблизи г Нукус несколько скважин получили из меловых отложений слабо минерализованные воды, рекомендованные для водоснабжения (М М Иваницын)

Куня-Дарьинская дельта по возрасту более молодая, чем Хорезмская, представляет собой такырную пустынную равнину, не обеспеченную хорошей водой Здесь возможно устройство наливных колодцев

Северо-западное крыло артезианского бассейна. Этот район, тяготеющий к Устюрту и Узбою, характеризуется преобладанием соленых грунтовых вод Однако не исключается наличие и пресных подземных вод. Так, на территории верхнеузбойского коридора известны колодцы с солоноватой или пресной водой (В Н Кунин) Из них некоторые считаются наиболее обильными в Каракумах В районе Среднего Узбоя (от Декчинской излучины до Куртыша) имеется несколько колодцев с пресной водой, например колодец Игды Во многих пунктах трассы проектировавшегося Главного Туркменского канала получены пресные грунтовые воды. Особенно большой научный и практический интерес представляет район пресных и слабо солоноватых озер на участке Ясхан-Декча (Нижний Узбой), где имеются значительные ресурсы пресных и слабо солоноватых грунтовых вод, питающих вышеуказанные озера Здесь в зимнее время иногда наблюдается поверхностный сток пресной воды из Каратегелека в размере до 10 *л/сек* и более Причина появления этих вод в западном районе пустыни Каракумы остается пока невыясненной

ЗАКАСПИЙСКИЙ (ЗАПАДНО-ТУРКМЕНСКИЙ) АРТЕЗИАНСКИЙ БАССЕЙН

Закаспийский артезианский бассейн приурочен к обширной низменности на восточном берегу Каспийского моря, между горами Куба-Даг, Большие и Малые Балханы — на севере, отрогами Копет Дага — на востоке, хр Эльбурс — на юге (в пределах Ирана) Часть бассейна, к югу от р. Атрека, по которой проходит государственная граница СССР, находится на территории Ирана

В строении бассейна принимают участие юрские и меловые песчаники, глины, известняки, а также третичные и четвертичные существенно песчано-глинистые отложения Общая мощность мезо-кайнозойских отложений свыше 5000 *м* Мезозойские и третичные породы собраны в складки, на них несогласно лежат нижнекаспийские и более молодые слои Бассейн представляет собой ряд мульд, вытянутых в северо-западном, западном и юго западном направлениях и погружающихся в сторону Каспийского моря Только в неогеновых отложениях бассейна (понт, красноцветная толща, акчагыл, апшерон, бакинский ярус) мощностью порядка 3000 *м* и более выявлено свыше 20 водоносных горизонтов высокоминерализованных вод

Основные залежи нефти в Закаспии сосредоточены в красноцветной толще неогена В северной части бассейна (Челекен, Боя-Даг, Небит-Даг) по трещинам тектонических разломов выходит горячая хлоридная натриевая вода, газирующая метаном и азотом. Артезианские горячие (с температурой до 50—70° и выше) воды обнаружены буровыми скважинами на различной глубине в разных частях бассейна Отметим скважину в Кеймире (юго-западная часть бассейна), которой в 1955 г была вскрыта минеральная вода с температурой 71°. Глубина скважины 2041 *м* [Бедер, 1958].

Преобладающими являются соленые, слабо метаморфизованные хлоридные натриевые воды типа нефтяных, содержащие кальции, иод, бром, и др. (хлоркальциевого типа по В А Сулину), с весьма малым ко-

личеством сульфатов. Некоторые озера Челекена и воды грязевых вулканов Чикишлярского района характеризуются как щелочные (по В. А. Сулину). Водоносность в некоторых районах (Боя-Даг) весьма значительна, что подтверждается высокими дебитами скважин и источников. Так, суммарный дебит воды скважин Челекена, по Б. А. Бедеру [1955], составляет около 400 *л/сек*. На Челекене известны многочисленные естественные термы с температурой до 75°, а горячие воды, изливаемые скважинами, характеризуются температурой до 95—100°. Воды эти высокоминерализованные. Общий дебит источников и скважин Челекена, по Б. А. Бедеру [1957], превышает 1,5 *м*^{3}*/сек*. Отдельные скважины на структуре Монжуклы имели дебит (при самоизливе) 50—60 *л/сек* и более. Общий дебит источников Боя-Дага около 40, а одного из них — свыше 11 *л/сек*. На Небит-Даге есть скважины с дебитом 60 *л/сек* [Сулин, 1948]. Ресурсы артезианских вод нефтяных месторождений формируются в водосборных бассейнах Западного Копет-Дага и Большого и Малого Балханов, где красноцветные толщи палеогена и мела выходят на поверхность. Некоторые исследователи (Н. В. Тагеева) считают воды Челекена «ископаемыми». Необходимо отметить большое лечебное и особенно промышленное значение артезианских вод бассейна.

Среди грунтовых вод бассейна различают несколько типов.

1. Грунтовые воды склонов и террас, а также пролювиальных шлейфов. Движение этих вод идет в сторону днищ долин. В этом же направлении уменьшается глубина залегания зеркала грунтовых вод и растет их минерализация.

2. Грунтовые воды днищ долин. Их поток направлен вниз по долине; соответственно возрастает минерализация.

3. Грунтовые воды песчаных гряд, которые имеют линзовый характер залегания и относятся к наименее минерализованным.

4. Грунтовые воды солончаков (шоров) залегают неглубоко, отметки их зеркала понижаются к шору; одновременно растет минерализация. Это наиболее минерализованные воды.

Под солончаками уровень грунтовых вод не превышает 2 *м*, а местами они выходят на поверхность и образуют небольшие озера минеральной воды. Одной из интересных особенностей Закаспийского бассейна являются исключительно низкие отметки уровня грунтовых вод некоторых его районов. Так, в пределах солончака Келькор отметки уровня грунтовых вод на 26—27 *м* ниже уровня Каспийского моря. На побережье Каспийского моря, на участке от залива Аджаиб до залива Кеске-Су, поверхность грунтовых вод образует глубокую меридиональную приморскую депрессию, к которой устремляются как грунтовые воды с востока, так и воды Каспийского моря с запада. Таким образом, помимо общеизвестных источников питания грунтовых вод следует отметить и приток из моря.

В бассейне преобладают солоноватые, соленые воды и рассолы с минерализацией до 370 *г/кг*, хлоридные натриевые с примесью сульфатов кальция и магния. «Пресные» питьевые воды обычно слабо солоноватые, как, например, воды колодца Тахыр с минерализацией 2,2 *г/л* встречаются редко. Площади их распространения ограниченны, ресурсы малы.

Наименьшая минерализация грунтовых вод наблюдается в зоне подгорных шлейфов и в песчаных грядах, где встречаются линзы пресной воды, плавающей на соленой. При длительной откачке воды колодцев, эксплуатирующих такие линзы, быстро осолоняются. На юге бассейна, в полосе шоров и барханных песков, состав грунтовых вод пестрый.

Сток грунтовых вод в Каспийское море не повсеместен. Весь приход влаги в пределах артезианского бассейна в основном испаряется в шорах. Приток воды из Аму-Дарьинского артезианского бассейна через Балхашской коридор весьма мал. Это грунтовая вода по долине Узбоя движется к солончаку Келькор, где и испаряется.

В заключение следует заметить, что главная часть Закаспийского бассейна скрыта под водами Каспийского моря (в Южно-Каспийской впадине) Продолжением его являетси Кура-Араксинский артезианский бассейн Закавказья

КРАСНОВОДСКО-МАНГЫШЛАКСКИЙ АРТЕЗИАНСКИЙ БАССЕЙН

Красноводско-Мангышлакский артезианский бассейн расположен на восточном берегу Каспийского моря между Мангышлакской складчатой областью на севере и Балханской на юге С востока его ограничивают горы Туаркыр В пределах бассейна находится и залив Кара-Богаз-Гол

В строении артезианского бассеина участвуют собранные в пологие складки меловые, палеогеновые и неогеновые отложения, образующие ряд артезианских бассейнов второго порядка На поверхности северной синклинальной структуры, получившей название Мангышлакского бассейна второго порядка [Васильевский, 1939], расположены глубокие бессточные впадины рельефа, дно которых ниже уровня океана (Карагие с отметкой 132 *м* ниже нуля).

В южной синклинальной складке — Кызыл-Купской, к которой приурочен Красноводский артезианский бассейн второго порядка, в верхнемеловой толще на глубине 352 *м* вскрыты горько соленые воды В песках Чиль Мамедкум, к северу от Балханской складчатой области и на Прикаспийской равнине, в песчаниках и песчанистых известняках древнекаспийских отложений, на общем фоне солоноватых и соленых вод, непригодных для питья, встречаются отдельные линзы пресной воды.

Артезианские воды обнаружены в песчаниках сеномана и неогеновых отложениях На юге бассейна встречены соленые воды в акчагыльских и спаниодонтелловых слоях Свое питание воды артезианских горизонтов получают из окружающих бассейн складчатых областей

Гипсоносность третичных отложений обусловливает высокую минерализацию подземных вод. Возможности получения пресных подземных вод невелики

Большая часть Красноводско Мангышлакского артезианского бассейна уходит под уровень Каспийского моря Продолжение его на западном берегу Каспия можно усмотреть в Терско-Кумском и Дагестанском артезианских бассейнах Предкавказья и Большого Кавказа

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ МАССИВЫ И СКЛАДЧАТЫЕ ОБЛАСТИ

Артезианские бассейны Восточного Казахстана и Средней Азии окаймляются гидрогеологическими массивами и складчатыми областями

1) палеозойскими Алайской, Тянь-Шаньской, Джунгарской, Тарбагатайской складчатыми областями — на востоке и Северо-Казахстанской — на севере,

2) мезо каинозойскими Мангышлакской, Устьуртскои, Туаркырскои Балханской — на западе, Копет-Дагской — на юге, Памирской, Южно Таджикской и Кызылкумской областями на востоке

ПАЛЕОЗОЙСКИЕ СКЛАДЧАТЫЕ ОБЛАСТИ

Алайская складчатая область

Алайская область расположена между Ферганским и Сыр-Дарьинским артезианскими бассейнами на севере, Памирской и Южно Гаджикской складчатыми областями на юге На северо-западе она переходит в Кизылкумскую область малых артезианских бассейнов и мульд с отдельными выступами палеозойского фундамента в одиночных горах Центральных Кызылкумов

В Алайской, так же как и в других горных областях, вертикальная климатическая зональность сильно сказывается на водообильности пород

и качестве подземных вод. В основании гор осадков выпадает мало (100—200 *мм*), тогда как в верхних частях склонов и на водоразделах выпадает до 1000 *мм* осадков в год. Поэтому там и дебит источников больше и качество воды лучше. Температура источников подземных вод на высоте до 2 *км*, например, на северном склоне Туркестанского хребта, 6—7°, тогда как на более низких отметках (в основании склонов долин) она повышается до 15—17° и до 21°.

Подземные воды Алайского массива выходят по тектоническим трещинам зон нарушений и питают холодные и горячие источники нередко весьма значительного дебита. Отметим термы: Ходжа-Оби-Гарм с температурой воды от 30 до 95° (сульфатно-хлоридно-гидрокарбонатные натриевые), Оби-Гарм на южном склоне Каратегинского хребта с температурой воды 33—44° (хлоридно-сульфатные натриевые). Воды этих источников используются на курортах Таджикской ССР.

Тянь-Шаньская складчатая область

Массив горных сооружений Тянь-Шаня располагается между артезианскими бассейнами: Ферганским — на юге, Сыр-Дарьинским — на западе, Чуйским и Илийским — на севере. На востоке он выходит за пределы СССР. В состав Тянь-Шаньской горной системы входят хребты: на севере — Заилийский Алатау, Кунгей-Алатау, Киргизский, Таласский Алатау, Чаткальский, Пскемский, Угамский, Каратау; к югу от оз. Иссык-Куль — хр. Терскей-Алатау, на юге — хребты Кураминский, Ферганский, Кокшалатау и ряд других.

В строении фундамента Тянь-Шаня участвуют докембрийские метаморфические сланцы, филлиты, кварциты, эффузивы, палеозойские метаморфические сланцы, конгломераты, песчаники, слоистые известняки, сланцы, известняки и туфогенные образования девона и карбона. Чехол Тянь-Шаня слагают мезозойские конгломераты, песчаники, сланцы (преимущественно в долинах и впадинах). Третичные отложения — конгломераты и песчано-глинистые толщи, распространены в окраинных участках хребтов.

Породы фундамента сильно смяты в складки и образуют систему дуг, обращенных выпуклостью на юг. Большим распространением в северных дугах Тянь-Шаня пользуются граниты. Во многих местах отмечены кайнозойские эффузивы и дайки.

Преобладающим типом подземных вод области являются трещинные воды гранитов и других изверженных пород, пластово-трещинные и трещинно-карстовые воды палеозойских отложений, артезианские воды мезо-кайнозойских отложений, грунтовые воды аллювиальных и предгорных образований. Наряду с ними играют большую роль трещинно-жильные воды.

При оценке гидрогеологических условий Тянь-Шаньской области необходимо учитывать вертикальную климатическую зональность. Так, количество осадков у подошвы склона — от 150 до 250 *мм* в год. На склонах гор, особенно выдающихся к западу, количество осадков достигает 1000 *мм*. В центральной, высокогорной, части области, в широких межгорных долинах, количество осадков уменьшается. Так, в Нарыне (высота 2015 *м*) оно составляет всего 267 *мм* в год. Разумеется, что качество, дебит, температура воды источников в разных вертикальных поясах сильно меняются в связи с изменением условий питания. Это подтверждают соответствующие наблюдения в западных отрогах Тянь-Шаня.

С Тянь-Шаня выносится огромное количество вод, которые орошают подгорные шлейфы и предгорные равнины прилегающих к нему артезианских бассейнов. Вполне естественно, что по периферии этой складчатой области разместились крупнейшие густонаселенные оазисы и города Средней Азии: Ташкент, Фрунзе, Алма-Ата, Джамбул и др.

По данным Н. И. Плотникова и др., в пределах Тянь-Шаньской складчатой области можно выделить следующие основные гидрогеологические районы:

1) преобладания гранитов и других изверженных пород;

2) преобладания песчано-сланцевых толщ палеозоя с подчиненными им известняками и изверженными породами;

3) преобладания известняков;

4) преобладания сланцев;

5) межгорных артезианских бассейнов, выполненных мезо-кайнозойским комплексом пород;

Первый тип районов характеризуется развитием трещинных вод в гранитах и других изверженных породах. Зона гидрогеологически эффективной трещиноватости имеет мощность 60—80 и до 100 *м*. В условиях спокойной тектоники и развития региональной трещиноватости здесь распространены грунтовые воды в гранитной дресве, в аллювии и делювии и трещинные грунтовые воды в зоне выветривания гранитных массивов. Области питания и формирования подземных вод по территории совпадают. Областью разгрузки грунтовых вод является местная гидрографическая сеть.

При достаточно пересеченном рельефе, зона гидрогеологически эффективной трещиноватости не может аккумулировать больших запасов подземных вод вследствие малого ее объема. Динамические запасы этой зоны находятся выше вреза местной гидрографической сети, статические запасы — ниже. Естественные запасы трещинных грунтовых вод рассредоточены на значительной площади выше базиса эрозии. Действительно, родники, питающиеся грунтовыми водами, имеют обычно малые и довольно резко изменяющиеся дебиты (менее 1, реже до 5 *л/сек*). Большинство источников сезонны. Температура воды близка к средней годовой температуре воздуха данной местности. Качество воды хорошее. Эксплуатационный дебит выработок до 1—3 *л/сек*.

Тектоническая трещиноватость часто создает благоприятные условия для накопления подземных вод. При пересечении зоны региональной трещиноватости она обусловливает сбор и сброс в долины воды с большой водосборной площади и в значительном количестве. В этом случае тектоническая трещиноватость играет роль подземных дрен, обычно связанных с поверхностными дренами—долинами. Гидрографическая сеть по отношению к зонам тектонической трещиноватости нередко играет двойную роль, дренируя эти трещины в одних случаях и питая их — в других.

Естественные запасы подземных вод аккумулируются, помимо зоны выветривания (региональная трещиноватость), и в зонах тектонических нарушений; в последнем случае ниже местного базиса эрозии. Источники, питающиеся водами тектонических трещин, имеют дебиты 2—10 *л/сек*, уравновешенный режим; температура их вод несколько более высокая, чем вод источников, связанных с региональной трещиноватостью. Качество воды хорошее. Минерализация ее редко превышает 0,5 *г/л*, обычно же 0,3 *г/л* и менее. Состав воды гидрокарбонатный кальциевый.

В отдельных случаях, когда разломы проникают на большую глубину, из гранитов появляются по локальным тектоническим трещинам горячие и теплые источники с водой иного состава, чем обычно (источник Курменты, Уй-Тальский в Кунгей-Алатау или источник Ак-Су хребта Терской-Алатау). Практически эксплуатационный дебит может составлять до 10 *л/сек*. Приведем для примера состав вод, выходящих из трещин в гранитах на северном склоне Заилийского Алатау, в 26 *км* на юг от г. Алма-Аты.

$$M0{,}261\ \frac{HCO_3 50\ SO_4 47\ Cl\ 13}{(Na+K)81\ Mg10\ Ca9}\ SiO_2 72{,}3;\ t\ 37°.$$

Здесь функционирует курорт Алма-Арасан.

Второй тип районов характеризуется распространением известняков и сланцев палеозоя наряду с туфогенными и изверженными породами Последние обычно приурочены к ядрам антиклинальных складок Тектоника здесь сложна, имеются крупные разломы и надвиги. Рельеф обновленный, сильно пересечен

В районах этого типа наряду с грунтовыми водами аллювиальных отложений и трещинными водами в гранитах появляются пластово-трещинные и трещинно карстовые воды в палеозойских образованиях Здесь основное питание подземных вод происходит на всей площади, но есть одна специфическая особенность, которую следует отметить Трещинные грунтовые воды из гранитов и сланцев нередко переливаются в известняки, в которых и происходит аккумуляция подземных вод

Гидрографическая сеть в области развития гранитов и сланцев дренирует зону трещиноватости, при переходе из области развития гранитов и сланцев в районы, сложенные известняками, обычно происходят потери речных вод в руслах и аллювиальных вод в долинах за счет поглощения их известняками Наоборот, при выходе долин из зоны известняков в области распространения гранитов и сланцев наблюдается увеличение расхода рек и аллювиальных потоков за счет пополнения их водами известняков При большой мощности известняков в них могут накапливаться значительные запасы подземных вод (ниже местных базисов эрозии) Эксплуатационные расходы водозаборов на участках погружения структур могут достичь 100 *л/сек* (из известняков). Качество воды обычно хорошее

Третий тип районов исключительного развития известняков с подчиненными им другими подродами. Комплекс пород сложно дислоцирован, разбит сбросами, надвигами. Рельеф пересеченный и обновленный В районе преобладают трещинно карстовые воды, им подчинены трещинно-жильные и грунтовые воды (в аллювиальных отложениях) Тектоническая трещиноватость в ряде случаев распространяется на всю толщу известняков Наблюдаются различные системы трещин — согласных с простиранием складок, по пластам и других

Основная область питания водоносных горизонтов в районах, сложенных известняками, часто не совпадает с территорией распространения известняков, а охватывает также прилегающие к ним участки распространения песчано-сланцевых толщ и гранитов, из которых подземные воды мигрируют в известняки.

Гидрографическая сеть играет роль дрен лишь в отдельных частных случаях Нередко гидрографическая сеть питает известняки Подземный сток в районах этого типа преобладает над поверхностным

В толще известняков Тянь-Шаня можно выделить две зоны 1) зону инфлюации и транзита трещинно карстовых вод, располагающуюся выше местного базиса эрозии, мощность этой зоны нередко измеряется сотнями метров, 2) зону динамических и статических запасов трещинно-карстовых вод, расположенную на уровне и ниже гидрографической сети В отличие от подземных вод гранитов основные запасы подземных вод в известняках находятся ниже гидрографической сети во второй зоне, которая приобретает большое значение при решении вопросов водоснабжения При разведочных работах необходимо ориентироваться именно на эти воды Эксплуатационные расходы водозаборов могут составлять 300—500 *л/сек* Особенно водообильны в известняках линейные зоны тектонической трещиноватости

Грунтовые воды долин фильтруются в известняки, при входе долины в массив известняков и могут обогащаться водой ниже по течению, в месте выхода долины из известняков При наличии мощных толщ известняков, прорезанных несколькими смежными долинами, аллювиальные воды могут переливаться подземным путем через известняки из одной долины в другую (дно которой расположено на более низких отметках)

С третьим типом районов связаны наиболее крупные источники Тянь-Шаня, дебит которых измеряется многими десятками и сотнями литров в секунду. Так, например, на юго-западном склоне хр. Каратау, в районе кишлака Корнак, М. Т. Бурак указывает источники, питающиеся водами палеозойских известняков с дебитами до 22 *л/сек* (родник Кайнар-Баялдыр) и даже до 230 *л/сек* (родник Кош-Кошар). Обычный дебит источников карстово-трещинных вод здесь 2—20 *л/сек*. Качество воды хорошее, минерализация до 1 *г/л*, состав—гидрокарбонатный кальциевый

При наличии крупных тектонических нарушений возможно появление горячих источников. Таковы, например, горячие источники Джеты-Огуз на северном склоне хр. Терскей-Алатау с температурой 37—43°,5.

К четвертому типу относятся районы с исключительным преобладанием сланцев. Высокая пластичность и высокая анизотропия сланцев обусловливают развитие густой сети трещин, обычно тонких. Поэтому в пределах зоны выветривания наблюдается слабая обводненность пород пластово-трещинными грунтовыми водами. Воды рассредоточены, их источники имеют ничтожные дебиты и большей частью сезонный характер.

Зоны локальных трещин обводнены несколько больше, но значительно уступают по водообильности таковым в иных выше описанных районах. Основная масса сланцев практически водоупорна.

К районам пятого типа можно отнести такие, где подземные воды приурочены к межгорным тектоническим котловинам, выполненным мезо-кайнозойскими отложениями. Таковы, например, Иссык-Кульский и Нарынский межгорные артезианские бассейны.

Иссык-Кульский межгорный артезианский бассейн приурочен к Иссык-Кульской котловине с оз. Иссык-Куль в центральной ее части. Котловина находится на севере Тянь-Шаня, между высокими горными хребтами: Кунгей-Алатау и Терскей-Алатау. Оз. Иссык-Куль — одно из крупнейших высокогорных озер. Абсолютная отметка его уровня 1609 *м*, глубина 702 *м*. Озеро бессточно, оно получает питание из горных рек, а также из многочисленных речек, имеющих общее название «кара-су». Эти кара-су зарождаются на периферии конусов выноса, окаймляющих котловину, при выклинивании грунтовых вод. Вода в них пресная, вода же оз. Иссык-Куль солоноватая. Состав воды оз. Иссык-Куль, по данным В. Кадырова [1953] и Е. А. Алексеенко [1955], следующий:

$$M7{,}9-5{,}5\,\frac{SO_4 64-46\,Cl 32-45\,(HCO_3+CO_3)4-9}{(Na+K)78-69\,Mg 18-25\,Ca 5-7}.$$

Иссык-Кульская котловина представляет собой синклинальный прогиб, окончательно сформировавшийся в альпийскую фазу горообразования. Котловина сложена палеозойскими породами, образующими фундамент бассейна, на котором залегают юрские отложения, обнажающиеся на склонах хр. Терскей-Алатау. На юрских толщах лежат песчаники и конгломераты мела, песчаники и глинисто-мергелистые третичные породы с пластами гипса и соли.

Мезозойские и третичные отложения собраны в складки широтного простирания. Третичные пласты покрывают мезозойские осадки, а на бортах впадин — палеозойские. В центральной части котловины распространены четвертичные отложения; подгорный шлейф обрамляет подошвы склонов гор и сливается в средней части котловины с прибрежно-озерной равниной.

Среди юрских и меловых толщ водоносны конгломераты, песчаники, а в угленосной юрской свите также и угольные пласты. Приток воды в руднике Джиргалан при вскрытии контакта песчаников и угольной пачки достигал 16—17 *л/сек*.

Третичные отложения слабо водоносны, что подтверждается дебитами связанных с ними источников, обычно не превышающими 1 *л/сек*.

Отложения подгорных шлейфов характеризуются широким развитием хорошо фильтрующих водообильных галечников, которые в вершинах конусов выноса интенсивно поглощают поверхностные воды, стекающие с гор [Григоренко, 1957].

Воды подгорных шлейфов Иссык-Кульского бассейна пресные с минерализацией всего 0,1—0,2 *г/л*, гидрокарбонатного типа. Это лучшие по качеству подземные воды данного бассейна. По периферии шлейфов одна часть грунтовых вод снова выходит на поверхность и дает начало родниковым речкам — «кара-су». Другая — из предгорий поступает подземными путями в центральную часть котловины (прибрежно-озерную равнину).

Прибрежно-озерная равнина состоит из ряда террас, сложенных озерными и частью пролювиальными отложениями: лёссовидными и мергелистыми породами с прослоями водоносных песков и галечников. Вода в эти горизонты поступает из подземного потока, идущего со стороны зоны подгорных шлейфов. Часть озерной равнины, непосредственно прилегающая к подгорному шлейфу, характеризуется неглубоким залеганием подземных вод. Их выходы проявляются здесь в виде источников и заболоченных участков. Вдали от гор в средней части равнины располагаются наиболее высокие озерные террасы (третья и четвертая); глубина уровня грунтовых вод здесь местами доходит до нескольких десятков метров. На нижних — второй и первый террасах, занимающих узкую полосу (шириной до 0,5—3,0 *км*) вдоль берега озера, грунтовые воды опять приближаются к поверхности земли (до 1—2 *м*) и образуют родники и пластовые выходы по берегам Иссык-Куля.

Несмотря на то что вода в оз. Иссык-Куль солоноватая (см. анализ выше), на берегах его имеются пресные источники. Примером может служить вода восходящего источника на северном берегу озера, в районе Рыбачьего (анализ по данным Е. Я. Алексеенко, 1955).

$$M0{,}29\ \frac{HCO_3 73\ SO_4 14\ Cl\ 13}{Ca 53\ (Na+K) 30\ Mg 18}.$$

Долины наиболее крупных рек бассейна оз. Иссык-Куль—Джиргалана, Тюпы — выполнены песчано-галечными аллювиальными отложениями. На участках пересечения реками подгорных шлейфов они теряют часть воды на инфильтрацию в предгорные галечники. В пределах прибрежно-озерной равнины долины этих рек, наоборот, дренируют водоносные слои озерных осадков. В аллювиальных отложениях долин содержатся обильные потоки грунтовых вод, питающиеся на нижних участках течения преимущественно за счет дренирования водоносных горизонтов озерно-аллювиальной равнины. Скважины глубиной до 150 *м* вскрывают в прибрежной равнине до шести напорных водоносных горизонтов.

Артезианские воды Иссык-Кульского бассейна в окраинной его части удовлетворительного качества, но в глубоких участках бассейна будут, по-видимому, высокоминерализованными, ибо осадочный комплекс, к которому приурочены водоносные горизонты, содержит гипс и соль.

Нарынский межгорный артезианский бассейн приурочен к впадине, по которой течет р. Нарын, выполненной меловыми и третичными отложениями; последние соленосны и характеризуются огромной мощностью — порядка 3000 *м*. Бассейн обеспечен хорошими по качеству поверхностными водами Подземные воды третичных отложений сильно минерализованные.

В пределах Тянь-Шаньской складчатой области в межгорных впадинах имеются и другие артезианские бассейны небольших размеров, например Ангренский, Аксагатинский. Своеобразен состав подземных вод некоторых межгорных впадин Южного Тянь-Шаня, где обнажаются соленосные отложения тянь-шаньской сульфатно-глауберитовой свиты.

В хребтах Тянь-Шаня много термальных источников, известных своими лечебными свойствами, появление которых в этой древней складчатой области является результатом омоложения ее структуры под влиянием альпийской складчатости. Известны термальные линии Северо-Иссыккульская, Южно-Иссыккульская и другие. В советское время наряду с горячими азотными термами в ряде мест открыты углекислые воды. Появление последних обусловлено, по-видимому, проявлениями недавней магматической деятельности. Особенно большое поле углекислых вод выявлено в пределах Ферганского хребта (Б. А. Бедер).

Сводная формула состава углекислых вод Ферганского хребта приводится ниже [Бедер, 1955]:

$$CO_2 0{,}150—1{,}6\ M 0{,}4—15{,}4\ \frac{HCO_3 98—6\ Cl\ 2—94}{Na 80—26\ Ca 9—34\ Mg 8—59};\ t\ 6—14°.$$

Как видно из этой формулы, минерализация, ионный состав и содержание свободной углекислоты изменяются в широких пределах. Большое практическое значение приобретают недавно открытые в Киргизском хребте Джарташские углекислые источники.

Приведем в качестве примера состав воды Джетыогузского минерального источника:

$$M 13 - \frac{Cl\ 94}{Na 54\ Ca 47};\ t\ 42°.$$

Как видно из анализа, вода источника слабо соленая хлоридная кальциево-натриевая.

П. В. Денисовым [1950] разработана схема формирования солевого состава тянь-шаньских азотных терм в Северной Киргизии, приуроченных преимущественно к районам первого и второго типа. Минеральные источники характеризуются температурами от 9 до 56°; большинство из них термальные. Общая минерализация воды находится в пределах 0,2—1 *г/л*, но нередко выходит за указанные пределы (Джеты-Огуз).

По составу воды минеральных источников разнообразны, от гидрокарбонатных до сульфатных и хлоридных, через различные промежуточные типы. Для холодных вод типично преобладание кальция и магния, для горячих — натрия; отмечается повышенное содержание кремнекислоты, щелочность.

Горячую воду азотных терм Северного Тянь-Шаня П. В. Денисов рассматривает как продукт сложного и длительного взаимодействия атмосферной воды с породами и выделяет пять этапов:

1 — *формирование состава воды в атмосферных условиях* — *незначительная* общая минерализация,

2 — формирование состава воды в процессе ее движения по поверхности земли — увеличение минерализации при выщелачивании труднорастворимых хорошо промытых пород;

3 — формирование состава воды в процессе ее просачивания в четвертичных отложениях; происходит дальнейший рост минерализации за счет труднорастворимых солей; в воде появляется некоторое количество кремневой кислоты, начинаются процессы метаморфизации воды, вследствие чего в ней устанавливаются соотношения ионов, типичные для сульфатно-гидрокарбонатных вод;

4 — этап миграции воды в недрах коренных пород. В отличие от первых трех стадий решающее значение на этом этапе приобретают процессы метаморфизации воды. Наиболее характерными для четвертой стадии являются гидрокарбонатный и сульфатный состав вод. Помимо увеличения минерализации с глубиной, повышается и температура, содержание кремнекислоты, натрия, хлоридов и сульфатов, увеличивается pH; уменьшается содержание гидрокарбонатов и иона щелочноземельных металлов;

5 — движение воды из глубоких недр к поверхности. Наиболее существенными здесь являются процессы смешения термальных вод с грунтовыми, при этом изменение свойств воды идет в направлении, обратном отмеченным для четвертого этапа.

Приводимая П. В. Денисовым схема нуждается в уточнениях и применении к условиям четырех первых районов (см. выше), разумеется, она требует учета конкретной гидрогеологической обстановки в каждом отдельном случае. Однако ее

полезно привести как подтверждение глубинной зональности подземных вод Тянь-Шаньской гидрогеологической области, ибо эта схема основана на фактах, выявленных при гидрохимических исследованиях Тянь-Шаньских терм и может быть распространена на термальные воды некоторых других складчатых областей.

Чуйский (Голодностепский) артезианский бассейн. Этот бассейн приурочен к бассейну р. Чу и обширной Чуйской впадине, значительная часть которой занята северной пустыней Бет-Пак-Дала. На юго-западе эта впадина ограничивается хр. Каратау, на юго-востоке — хребтами Таласским Алатау и Киргизским, на северо-востоке — Чу-Илийскими горами и среднегорьем Бет-Пак-Дала, а на севере—мелкосопочником Северного Казахстана. На северо-западе воды Чуйского бассейна переливаются в Сыр-Дарьинский бассейн.

Складчатые отложения палеозоя и массивно-кристаллические породы составляют фундамент бассейна, на котором лежат меловые, палеогеновые, неогеновые и четвертичные осадки.

В разрезе мезо-кайнозойских отложений преобладают песчаники, конгломераты, глины с подчиненными им известняками и мергелями. Наличие в верхнемеловых отложениях среди глин пачек песков и песчаников, выдерживающихся на значительном расстоянии, способствует образованию межпластовых водоносных горизонтов. Выход на поверхность меловых пород у крупных возвышенностей (хр. Каратау) и мульдообразное залегание осадочного мезойского комплекса благоприятны для создания крупного артезианского бассейна и для питания его подземных вод.

Действительно, меловые водоносные горизонты проявляются в низовьях р. Чу своеобразными восходящими источниками среди степей и песков левобережья. Среди местного населения источники эти получили название «тма». На площади свыше 500 *км*^{2} известно свыше ста таких источников. Дебит отдельных источников в некоторых случаях доходит до 3—5 *л/сек*. Вода их пресная или слабо солоноватая с преобладанием хлоридов над сульфатами и последних над гидрокарбонатами; суммы щелочей над суммой щелочных земель; жесткость умеренная порядка 5—10 *мг-экв*.

Меловые артезианские воды в низовьях р. Чу получены также скважинами. Одна из них, у оз. Аши-Куль, вскрыла два водоносных горизонта: верхний — солоноватый слабо напорный на глубине 11,29 *м* и нижний — пресный на глубине свыше 200 *м*. Дебит скважины при этом составил свыше 0,4 *л/сек*. При вскрытии нижнего горизонта скважина фонтанировала на высоту 7,4 *м* при дебите около 17 *л/сек* (диаметр скважины 4,5»). Температура воды в устье скважины (на изливе) 21°. Вода умеренно жесткая, гидрокарбонатная.

Вторая скважина у соленого колодца Чулак-эспе также вскрыла два водоносных горизонта, из них верхний — солоноватый и нижний, на глубине 200—211,7 *м*, — пресный. Первоначально скважина фонтанировала на высоту до 4 *м* со значительным дебитом, но затем засорилась. Эти и ряд других данных позволили Д. И. Яковлеву установить распространение меловых артезианских горизонтов на огромных пространствах Чуйской впадины. Воды палеогена невысокого качества, солоноватые; дебит колодцев мал. С глубиной качество воды повышается.

В южной части Чуйского бассейна артезианские воды приурочены к пластам песков и галечников мощностью 2—10 *м* и более, разделяющихся глинистыми водоупорными горизонтами [Григоренко, 1955]. До глубины 200 *м* в четвертичных отложениях здесь насчитывается около шести напорных водоносных горизонтов. В некоторых районах на юге артезианские воды вскрыты на глубине до 300 *м* (массив Саргоу — к северу от Карабалты). Часть скважин характеризуется дебитами (при самоизливе) до 1—25 *л/сек* и более. Вода хорошего качества с минерализацией 0,1—0,3 *г/л*, гидрокарбонатная и гидрокарбонатно-сульфатная

кальциевая, кальциево-магниевая и кальциево-натриевая. Напоры вод велики. Выделяются районы, где пьезометрический уровень в скважинах устанавливается ниже поверхности земли, и районы, где скважины переливают. Эти последние районы обычно приурочены к той части бассейна, где проходит выклинивание и погружение грунтовых вод пролювиальной равнины.

На южной окраине бассейна большое практическое значение приобретают пресные воды зоны подгорных шлейфов и предгорных равнин, которые окаймляют подошвы хребтов Каратау, Таласского Алатау и Киргизского Алатау и др. (П. Г. Григоренко, О. К. Ланге). Все три подзоны: 1) поглощения, 2) выклинивания, 3) погружения вод выражены здесь весьма четко. В верхних частях конусов выноса (в зоне поглощения) грунтовые воды залегают очень глубоко. Так, одна из скважин вскрыла воду на глубине около 90 *м* (О. К. Ланге). По направлению к периферии конусов происходит измельчение рыхлого материала и постепенное приближение уровня грунтовых вод к поверхности; в краевых частях конусов появляются многочисленные источники (зона выклинивания). Дебиты некоторых источников измеряются многими десятками литров в секунду, качество воды хорошее.

Далее от гор прослеживается третья подзона — погружения подземных вод и увеличения их минерализации. Пресные грунтовые и артезианские воды вскрыты на пространстве от Джамбула до Фрунзе многими скважинами в мощных четвертичных отложениях (например, на ст. Бурное и др.). Некоторые скважины получили напорные артезианские пресные воды на глубинах от 80 до 200 *м* при дебите скважин (самоизливом) до 30 *л/сек*.

Наконец, особое внимание занимает водоносный горизонт аллювиальных отложений рр. Чу, Таласа и их притоков. На юге бассейна воды его пресные, довольно обильны. Даже севернее, в нижнем течении р. Чу, где вода самой реки в межень становится соленой, воды аллювия вблизи русла реки минерализованы меньше речных и имеют пестрый состав. Это объясняется пополнением запасов аллювиального потока главным образом во время паводка, когда река несет с гор хорошую пресную воду.

Значительная часть Чуйского бассейна занята песками пустыни Муюнкумы. В восточной части песков в песчаных отложениях древних аллювиальных террас имеются значительные запасы пресных и слабо солоноватых грунтовых вод (У. М. Ахмедсафин). В составе их обычно преобладают гидрокарбонаты с примесью сульфатов. Жесткость воды колеблется в широких пределах — до 7—10,5 *мг-экв*.

Грунтовые воды на большей части территории залегают близко к поверхности (1—3 *м*). Большие глубины их залегания (10—30 *м*) характерны для верхней террасы. Питание грунтовые воды получают за счет весенних дождей и подтока из Таласского конуса выноса. Поток грунтовых вод в Муюнкумах движется в сторону р. Чу в северо-северо-западном направлении и постепенно осолоняется настолько, что по пути движения грунтовых вод, на окраине песков, образуются солончаки и соленые озера. Поэтому в северной части песков Муюн-Кумы грунтовые воды низкого качества.

Северная, Сарысуйская часть бассейна представляет собой впадину, сложенную мезо-кайнозойскими отложениями. На юге она сливается с Чуйским бассейном. В этом районе преобладают солоноватые и соленые подземные воды. Воды р. Сары-су в нижнем течении также сильно осолонены.

Илийский артезианский бассейн приурочен к обширной, широтного простирания тектонической впадине, через которую протянулся отрезок верхнего течения р. Или. На юге он ограничен Тянь-Шаньской, на севере — Джунгарской и Северо-Казахстанской гидрогеологическими складчатыми областями. Поверхностные и подземные воды бассейна через

нешироκий проход среди гор на северо-западе от г. Алма-Аты вливаются в Балхашский артезианский бассейн.

В геологическом строении бассейна принимают участие сильно смятые в складки палеозойские отложения, образующие его фундамент. На размытой поверхности фундамента залегают дислоцированные триасюрские угленосные песчано-глинистые отложения с конгломератами в основании. Выше несогласно лежат слабо дислоцированные меловые и палеогеновые слои, представленные внизу конгломератами, вверху песчано-глинистой толщей с гипсом. Палеогеновые отложения с небольшим несогласием спокойно покрываются породами неогена — глинисто-песчано-галечно-конгломератовой толщей, а затем четвертичными отложениями — пролювиальными, аллювиальными, бугристыми песками и др.

Артезианские воды (до четырех водоносных горизонтов) вскрыты в песчаниках и песках неогена и в низах четвертичных отложений. По скважинам наблюдался перелив. Для грунтовых вод бассейна прослеживается такая же зональность, как и в Иссык-Кульском, Зеравшанском и других бассейнах аналогичного типа, а именно: в зоне подгорных шлейфов, которые окружают склоны Джунгарского Алатау и других хребтов, наблюдаются подзоны поглощения вод конусов выноса с грунтовыми водами прекрасного качества (минерализация 0,3—0,5 *г/л*, в составе преобладают гидрокарбонаты кальция). Глубина залегания вод здесь до 30 *м* и более. Эта часть бассейна наиболее обеспечена водой. В подзоне выклинивания, на окраинах конусов выноса, грунтовые воды появляются на поверхность в виде источников. Здесь минерализация вод становится больше; в их составе в значительном количестве появляются сульфаты и хлориды.

В следующей подзоне — погружения грунтовых вод, их поток направляется к оси впадины. Водоупором для него нередко служат древнечетвертичные песчано-глинистые отложения. По мере продвижения от гор к руслу р. Или зеркало грунтовых вод, которое в предыдущей подзоне опустилось на некоторую глубину, вновь начинает сближаться с земной поверхностью, вследствие чего появляются заболоченные участки и солончаки. Качество воды еще более ухудшается, в их составе начинают преобладать сульфаты натрия с подчиненными им хлоридами; в виде исключения появляются содовые грунтовые воды. Грунтовые воды, несмотря на их плохое качество, здесь используются для питьевых и других целей. Сухой климат Илийского бассейна обусловил образование на поверхности широкой межгорной аллювиально-озерной равнины, минеральных озер, приуроченных ко второй гидрогеологической зоне — равновесия подземного стока и испарения. Состав воды озер сульфатный, сульфатно-хлоридный, содовый.

Основное питание артезианские и грунтовые горизонты получают с прилегающих к бассейну горных склонов Тянь-Шаня и Джунгарского Алатау, за счет поглощения вод стекающих с гор ручьев и рек, а также перелива подземных вод из палеозойских отложений гор в мезо-кайнозойские толщи бассейна.

По данным А. Г. Голубь [1957], разгрузка подземных вод происходит по долинам рек. Суммарная величина разгрузки подземных вод в пределах Илийской наклонной равнины несколько превышает суммарную величину разгрузки грунтовых вод в зоне их выклинивания. Установлена обратная гидрохимическая зональность разреза, заключающаяся в смене высокоминерализованных грунтовых вод (до рассолов включительно) пресными в центральных частях бассейна; Минерализация пресных вод 0,5—0,18 *г/л*. Состав вод от поверхности на глубину изменяется от $SO_4 = Cl = Na \rightarrow SO_4 = Na \cdot HCO_3 = Ca \rightarrow HCO_3Na$.

В глубоких водоносных горизонтах Илийского бассейна вскрыты, по С. Е. Чахабаеву [1958], горячие артезианские пресные воды, имеющие практическое значение. Многие горизонты характеризуются значительной

водообильностью, что подтверждается дебитом скважин от 1 до 30 *л/сек* и более.

Состав подземных вод Илийского артезианского бассейна приводится ниже, по А. Г. Голубь [1957]:

$$M0{,}165-0{,}332\,\frac{Cl\,5-10\,SO_4\,8\quad 75\,HCO\,87\quad 15}{(Na+K\,6-31\,Mg\,13-33\,Ca\,81-36}.$$

Подземные воды Илийского бассейна имеют большое народнохозяйственное значение.

Джунгарская складчатая область

Система Джунгарского Алатау (с отметками до 4463 *м*) отделена от Тянь-Шаньской области Илийским артезианским бассейном. На западе и севере Джунгарская область ограничивается Алакуль-Балхашским сложным артезианским бассейном.

Эта область сложена гранитами, метаморфическими сланцами, а также палеозойскими известняками, песчаниками, глинистыми сланцами, туфитами и туфами порфиров. Здесь преобладают трещинные и пластово-трещинные воды с подчиненными им трещинно-карстовыми, трещинно-жильными водами и грунтовыми водами в четвертичных отложениях долин и шлейфов. Небольшие межгорные артезианские бассейны сложены третичными и четвертичными отложениями.

В пределах Джунгарской складчатой области, по Т. В. Зиновьевой [1957], широким развитием пользуются трещинные и трещинно-жильные воды гранитов, диоритов, габбро и других интрузивных пород. Из них вытекают как холодные, так и горячие пресные воды, питающие трещинные источники с дебитом от тысячных долей до 1 *л/сек*. Большинство термальных источников приурочено к глубоким трещинным зонам в гранитах, их дебит иногда превышает 1 *л/сек*. Преобладают пресные сульфатные натриевые воды. Температура горячих источников гранитных массивов не свыше 42°.

Среди горячих источников известностью пользуются Копало-Арасанские, воды которых имеют следующий состав.

$$H_2SiO_3\,0{,}06\,M0{,}5\,\frac{SO_4\,46\,Cl\,40}{Na\,87}\,t\,37{,}5^\circ;\ D\ 3\ л/сек.$$

Источники приурочены к северному склону хр. Джунгарский Алатау. Вода их вытекает из трещин сбросов в гранитах неподалеку от контакта с палеозойскими породами. Здесь возник курорт Арасан-Копал. В воде из этих многих источников отмечается повышенное содержание кремнекислоты, спектральными анализами обнаружено присутствие Mo, Pb, Cu, Sr и др. [Посохов, 1947].

Палеозойский комплекс силурийских и девонских отложений характеризуется наличием трещинных и пластово-трещинных пресных подземных вод, которые местами были вскрыты скважинами на глубине от 40 до 450 *м*. В среднем дебит источников составлял 1—4 *л/сек*, отклоняясь до 0,1—30,0 *л/сек*. Дебит скважин при самоизливе 0,8—1,0 *л/сек*. Воды обычно пресные с минерализацией 0,5—0,8 *г/л*. К палеозойским отложениям приурочены выходы некоторых горячих источников, как, например, хлоридно-сульфатных, кальциево-натриевых горячих (t 46°) вод Барлыкских терм.

К отложениям среднего и верхнего палеозоя приурочены источники с дебитами в 0,5—2 *л/сек*, а в отдельных случаях из локальных трещинных зон вытекает значительное количество воды, питающей источники с дебитом до 5—30 *л/сек* и более. Воды верхнепалеозойских отложений обычно пресные, реже, слабо солоноватые.

Джунгарский массив служит водоразделом подземных вод между Илийским и Алакуль-Балхашским артезианскими межгорными бассей-

нами. В питании подгорных шлейфов и предгорных равнин этих бассейнов, особенно Алакуль-Балхашского, очень большое значение имеют поверхностный и подземный сток вод с Джунгарского массива.

Алакуль-Балхашский артезианский бассейн. Этот бассейн приурочен к обширной впадине, сложеной в основном кайнозойскими образованиями, залегающими на складчатом палеозойском фундаменте. Местами этот фундамент в виде гор и холмов-одиночек, сложенных порфирами, гранитами и другими породами, выходит на поверхность в центральной части бассейна. Таковы горы Арганаты, Архарлы и др. По окраинам бассейна встречены выходы юрских и меловых конгломератов, песчаников, песков и глин.

Алакуль-Балхашская впадина разделяется на западную—Балхашскую и восточную — Алакульскую впадины, между которыми разместились более мелкие — Лепсинская и Арганатинская. Все эти впадины можно рассматривать как артезианские бассейны второго порядка: Прибалхашский, Лепсинский, Алакульский и Арганатинский.

Бассейн граничит на севере с Тарбагатаем и Северо-Казахстанским мелкосопочником, на западе и юго-западе с Чу-Илийскими горами, на юге с Джунгарским Алатау. На востоке проходит государственная граница СССР с КНР. Алакуль-Балхашский бассейн является прекрасным примером бессточного артезианского бассейна замкнутого типа. По своим размерам он занимает одно из первых мест среди других межгорных бассейнов СССР.

Основной горизонт пресных грунтовых вод бассейна, весьма обильный, приурочен к зоне подгорных шлейфов и предгорных равнин у подошвы склонов Джунгарского Алатау и др. Воды многочисленных ручьев и речек, временных и постоянных, стекающих с гор, полностью поглощаются в этой зоне, пополняя грунтовые воды; лишь наиболее крупные реки: Или, Каратал, Аксу, Лепса и еще некоторые доносят свои воды до центральной части впадины и вливают их в Балхаш, Алаколь и другие озера.

В подзоне поглощения грунтовые воды залегают глубоко от поверхности. По мере удаления от гор поток грунтовых вод устремляется к центральной части котловины, и зеркало его постепенно сближается с поверхностью предгорной равнины. Местами обе поверхности (грунтовых вод и равнины) пересекаются, появляются болота, источники. Иногда группы источников собираются в общий поток с дебитом до 100—1000 *л/сек* и дают начало небольшим речкам. В качестве примера можно привести участок предгорной равнины от оз. Алаколь до оз. Сасыкколь и далее на запад, где на протяжении около 50 *км* выходит большое число источников с дебитом нередко в 300 *л/сек* и более.

Состав грунтовых вод предгорной равнины преимущественно гидрокарбонатный, кальциевый, минерализация их невелика; жесткость от малой до умеренной. По качеству это лучшие воды бассейна. Они широко используются населением из ключей и колодцев. Глубина последних в разных участках предгорной равнины до 3—6 *м*. Воды западных предгорий Джунгарского Алатау по качеству следует признать удовлетворительными, за исключением участков развития гипсоносных пород.

Дальше от гор и ближе к центральной впадине происходит погружение уровня грунтовых вод и их постепенное засолонение. Колодцы, расположенные в центральной части впадины, отвечающей зоне равновесия подземного стока и испарения, вскрывают грунтовые воды на глубине 6—10 *м* — в пределах равнины и на глубине 1—5 *м* — в логах и сухих водотоках. В западной части центральной впадины глубина колодцев обычно около 2 *м*, редко до 6 *м*. Вблизи озер уровень грунтовых вод стоит совсем близко от поверхности земли (до 2 *м*).

По мере удаления от гор к центру равнины минерализация грунтовых вод повышается за счет увеличения содержания сульфатов и хлори-

дов натрия. Местами воды становятся горько-солеными и питают некоторые минеральные озера. В целом же центральная часть впадины, не исключая и районов, где на поверхности залегают пески, обладает пригодными для питья и водопоя скота водами, хотя в отдельных местах солоноватыми (У. М Ахмедсафин, Б К. Терлецкий, М М. Крылов) Воды наилучшего качества должны, по-видимому, содержаться в русловом аллювии. Подземные воды песчаной пустыни Сары-Ишикотрау (в центральной части впадины) залегают сравнительно неглубоко от поверхности (10—25 *м*), преимущественно являются пресными и слабо солоноватыми В северной части песчаной пустыни преобладают солоноватые воды

Артезианские воды бассейна еще мало изучены Они вскрыты в низах четвертичной и в третичной толщах Местами в пределах первых ста метров разреза известно до трех водоносных горизонтов, приуроченных к пескам Воды имеют различную степень минерализации — от пресных до соленых, причем в ряде случаев более высокой минерализацией обладают воды нижних горизонтов Некоторые скважины фонтанируют. В центральной части песчаной пустыни Сары-Ишикотрау, по В. И. Дмитровскому [1957], двумя скважинами вскрыты среди глин прослои водоносных песков с пресной водой, минерализация которой до 1 *г/л*. Дебит скважин до 5 *л/сек*

На юго-востоке бассейна пресные и слабо солоноватые артезианские воды вскрыты в третичных водоносных горизонтах песков, гравия и известняков, залегающих среди мергелей и глин Дебит скважин 0,03—1,1 *л/сек* Местами из третичных отложений в предгорьях Джунгарского Алатау вытекают подземные воды, питающие источники с дебитом 1—5 *л/сек,* а в виде исключения — до 48 *л/сек* (мощный источник в урочище Кай бын)

Основное питание водоносных горизонтов бассейна обеспечивается стоком поверхностных и подземных вод со стороны Джунгарского Алатау и Илийского бассейна На востоке существенное значение имеет также сток с Тарбагатая.

Упомянутые выше артезианские бассейны второго порядка, составляющие Алакуль-Балхашский артезианский бассейн, характеризуются рядом гидрогеологических особенностей.

Прибалхашский бассейн, самый большой из них, занимает западную часть Прибалхашской впадины, включая долину р Каратала. В этом бассейне установлено наличие артезианских вод в третичных и четвертичных отложениях. Главной областью их питания можно считать западные отроги Джунгарского Алатау.

Лепсинский бассейн приурочен к бассейну р Лепсы и находится к востоку от гор Учкара и водораздела Каратал—Аксу. На севере его расположена восточная часть оз. Балхаш (на участке к востоку от дельты р Каратала до устья р Лепсы), далее на восток протягиваются горы Аулие-Тас, Ничкач На востоке располагается проход из Лепсинской котловины в Алакульскую, в которую с юга вдается северо-западное погружение гор Такели С юга подходят отроги Джунгарского Алатау В Лепсинском бассейне в четвертичных отложениях вскрыты пресные грунтовые и артезианские воды

Арганатинский бассейн приурочен к Восточно-Балхашской впадине, он ограничен на юге горами Аулие-Тас, Кичкач, на востоке Арганатинскими, на севере долиной р. Аягуза В древнебалхашских озерных отложениях и в современных дюнных песках встречены воды различной минерализации до соленых включительно В палеозойских породах встречены горько соленые воды

Алакульский бассейн приурочен к Алакульской котловине, располагающейся на восток от Лепсинского бассейна и окаймленной с севера Тарбагатаем, а с юга Джунгарским Алатау Бассейн отличается обилием

пресных вод хорошего качества в предгорных отложениях, а также пресных артезианских вод в древнечетвертичных озерно-аллювиальных отложениях. Буровые скважины, вскрывшие артезианские горизонты на глубинах до 60—200 *м*, местами дают перелив На восточной окраине впадины, в Барлыкских горах, из свиты палеозойских эффузивов вытекают барлыкские термальные воды сульфатного натриевого состава

Подземные воды Алакуль-Балхашского бассейна широко используются населением, особенно на южных его окраинах

Тарбагатайская складчатая область

Тарбагатайская складчатая область находится к северу от Алакульской впадины и охватывает территорию хребтов Тарбагатай и Саур. К северу от массива располагается Зайсанский артезианский бассейн. В геологическом строении массива принимают участие палеозойские осадочные породы и граниты, к которым приурочены трещинные, пластово трещинные и карстово трещинные пресные воды

В Сауре известны мезозойские песчаники и глинистые сланцы, в которых надо предполагать наличие трещинно-пластовых пресных вод. К юрской угленосной толще Кендерлыкского месторождения (хр. Саур) приурочены пресные воды. Существенное значение имеют пресные грунтовые воды аллювия и подгорных шлейфов В долинах они проявляются в виде источников.

Межгорная Чиликтинская котловина, заполненная кайнозойскими отложениями, находится между хребтами Монрак и Саур. Она представляет собой небольшой артезианский бассейн с пестрыми по составу артезианскими водами. Лучшие по качеству воды приурочены к зоне подгорных шлейфов.

В пределах Тарбагатайской складчатой области выделяются два округа подземного стока алакульский — южный и зайсанский — северный. Эти округа питают водой Алакульский и Зайсанский артезианские бассейны.

Зайсанский межгорный артезианский бассейн приурочен к крупной межгорной котловине оз. Зайсан, в центре между Тарбагатайским и Алтайским массивами В строении бассейна принимают участие в основном кайнозоиские песчано-глинистые отложения весьма значительной мощности Грунтовые и артезианские воды имеют в пределах бассейна разнообразную минерализацию и состав. Наиболее ценными являются грунтовые воды подгорных шлейфов. Пресные грунтовые воды в Зайсанской котловине приурочены также к бугристым и дюнным пескам и к аллювиальным отложениям. Зайсанский бассейн является примером межгорных артезианских бассейнов, имеющих сток за пределы бассейнов, в данном случае через р. Иртыш Основное питание подземных вод осуществляется за счет стока из прилегающих — Алтайского и Тарбагатайского — массивов.

Северо-Казахстанская складчатая область

Северо-Казахстанская складчатая область приурочена к территории Центрально-Казахстанского мелкосопочника. На севере он ограничен Западно Сибирским, на юге — Алакуль Балхашским, на западе — Тургайским артезианскими бассейнами На востоке его находятся Алтайский и Тарбагатайский массивы с Зайсанским артезианским межгорным бассейном

В состав Северо-Казахстанской складчатой области как самостоятельный район входят Чу-Илийские горы, расположенные между Чуйским и Балхашским бассейнами

В отличие от высокогорных областей Тянь-Шаня, Джунгарского Алатау, Алтая складчатые сооружения Центрального Казахстана не затронуты крупными орогеническими движениями кайнозойского времени. Наивысшая отметка области — горы Кызылрай — всего лишь 1559 *м*. Здесь нет глубоких молодых разломов, поэтому нет и горячих источников, присущих вышеупомянутым горным областям. Мезо-кайнозойские осадочные отложения, распространенные на участках древних долин и межгорных впадин, залегают спокойно.

В геологическом строении Казахской мелкосопочной страны участвуют разнообразные изверженные метаморфические и осадочные породы докембрийского и палеозойского возраста. Подчиненное значение имеет мезо-кайнозойский комплекс.

В соответствии с геологическим строением в области преобладают трещинные и пластово-трещинные воды. Они встречаются почти во всех плотных изверженных и метаморфических, а также в некоторых палеозойских осадочных породах, и питают редкие малодебитные источники.

Довольно высокой водообильностью характеризуется лишь зона региональной трещиноватости гранитов. Система трещин зоны выветривания обусловливает более или менее равномерную водоносность гранитных массивов, количество воды в которых находится в зависимости от рельефа их поверхности и развития зон локальной тектонической трещиноватости.

В Северо-Казахстанской области гидрогеологически эффективные трещины зоны выветривания почти затухают на глубине 100—150 *м* от поверхности земли. Из гранитов берут начало источники, располагающиеся у подножия сопок и в долинах. Обычно эти источники имеют невысокий дебит, в среднем от сотых до нескольких десятых литра в секунду. Однако в местах развития тектонической (локальной) трещиноватости (сбросы, взбросы, надвиги) встречаются сосредоточенные выходы восходящих трещинно-жильных вод с дебитом до нескольких литров в секунду. На тех участках, где граниты имеют ограниченное распространение и прикрыты покровными глинистыми образованиями, ресурсы трещинных вод в них малы и практического значения не имеют. Качество подземных вод кристаллических и метаморфических пород обычно хорошее. Минерализация их составляет 150—200, редко повышаясь до 400—500 *мг/л*; общая жесткость до 3,5 *мг-экв*.

Древние эффузивные породы Центрального Казахстана по сравнению с гранитами обладают меньшей водообильностью. Трещины в них довольно быстро заполняются продуктами выветривания. Мало трещиноваты и слабо водоносны метаморфические породы докембрия и нижнего палеозоя. В кварцитах присутствует вода хорошего качества, хотя и в небольших количествах. В зонах тектонических трещин, однако, и к этим породам, обычно маловодоносным, нередко бывают приурочены источники, проявляющиеся на поверхность группами, расположенными по линиям дислокаций. Таковы, например, источники из порфиритов и альбитофиров девонского возраста в районе Караганды.

Трещинно-карстовые и пластово-карстовые воды имеют ограниченное распространение. Они приурочены к палеозойским отложениям, главным образом к верхнедевонским и нижнекаменноугольным. Трещиноватость известняков достаточно велика. Она к тому же усилена карстовыми процессами, вследствие чего трещины обладают более значительными размерами по сравнению с трещинами кристаллических пород. Наряду с трещинами в карбонатных породах развиваются карстовые полости и пустоты. Все это повышает водопоглощающие возможности известняков, их коллекторские качества, возможность питания и пополнения общих ресурсов подземных вод. Карбонатные породы, особенно там, где они выходят непосредственно на поверхность, легко поглощают воду атмосферных осадков, талые снеговые воды и воды ручьев и рек. В них также перели-

вают подземным путем грунтовые и трещинно-жильные воды гранитов, палеозойских песчаников, сланцев и других пород, с которыми контактируют известняки и грунтовые воды из четвертичных отложений. Поэтому районы, сложенные известняками, как правило, наиболее богаты подземными водами. Выходы известняков в соответствующих условиях сопровождаются источниками, обладающими высоким по местным условиям дебитом — в несколько литров в секунду. Этому способствует наличие крупных взаимосвязанных трещин и относительно большие запасы в них воды. Так, один из крупнейших источников Джезказганского района — Акташ имеет дебит 32 *л/сек* Отмечены также источники с дебитом в десятые и сотые доли литра в секунду, имеющие широкое распространение. У. М. Ахмедсафин [1957] указывает, что местами источники из известняков имеют дебит до 70—140 *л/сек*.

Подземные воды известняков имеют повышенную минерализацию— 0,4—0,8 *г/л* при общей жесткости 3,5—7 *мг-экв* и более. С глубиной минерализация воды в известняках увеличивается. При эксплуатации скважин происходит заметное увеличение минерализации за счет сульфатов и хлоридов. Вода известняков используется многочисленными скважинами, дебит которых изменяется от долей до 10 *л/сек* и более.

Условия питания подземных вод карбона и перми малоблагоприятны, ибо площади, на которых происходит инфильтрация атмосферных и поверхностных вод, ограниченны, а само количество атмосферных осадков, выпадающих на них, невелико, причем большая часть осадков расходуется на испарение. Боковое питание за счет подтока подземных вод из других отложений почти исключено. Поэтому водообильность пород небольшая. Дебиты источников и скважин малы.

Неблагоприятные условия питания, замедленная циркуляция вод, наличие в породах пирита, а также прослоев аргиллитов и глин, — все это способствует более высокой минерализации вод среднего, верхнего карбона и перми. Особенно возрастает минерализация с глубиной и при интенсивном отборе воды. Плотный остаток воды в Карагандинском угольном бассейне, например, составляет несколько граммов на литр, жесткость ее достигает 8 *мг-экв* и более. Также плохого качества подземные воды карбона в других районах Казахского мелкосопочника, особенно в депрессиях поверхности рельефа и на большой глубине [Троянский, 1955]. Из сказанного видно, что воды верхнепалеозойского комплекса малопригодны для водоснабжения. Следует, впрочем, заметить, что пресные воды в отложениях карбона и перми встречаются спорадически в трещиноватой зоне выветривания в областях поглощения атмосферных осадков.

Юрский водоносный комплекс занимает небольшие площади в древних погребенных межгорных долинах и озерных котловинах. Представлен он континентальными малоуплотненными конгломератами, песчано-галечными и песчано-глинистыми образованиями, достаточно водообильными. Подземные воды мезозойских отложений часто бывают напорными. Вода из юрских пород, вскрытых буровыми скважинами, нередко переливает. Состав вод различен. Наряду с пресными водами часто встречаются и солоноватые. Впадины, выполненные юрскими водоносными породами, представляют собой небольшие, замкнутого типа артезианские бассейны, примером которых может послужить нижеописываемый Карагандинский бассейн.

Ограниченное распространение имеют также и третичные отложения, часто представленные пестроцветными гипсоносными глинами. В песчаных слоях среди этих глин включены водоносные горизонты и линзы. Вода в них обычно сильно минерализованная, горько-соленая и соленая.

Интересной особенностью Северо-Казахстанской области являются погребенные долины древней гидрографической сети, заполненные тре-

тичными глинами и песчано-глинистыми четвертичными отложениями. В этих толщах иногда бывает заключено несколько водоносных горизонтов. Самый нижний приурочен к образованиям коры выветривания палеозойских пород, перекрытых плотными глинами. Скважины, вскрывшие нижний горизонт, нередко характеризуются дебитами 1—2, а иногда и до 5—6 *л/сек*. Напор этого горизонта в погребенных древних долинах значителен, качество вод — разнообразное. Верхние водоносные горизонты имеют линзовидный характер, маловодны, вода в них плохого качества вследствие засоленности третичных глин.

Грунтовые воды рыхлых четвертичных отложений приурочены к аллювиальным отложениям долин и к различным покровным суглинкам и супесям. Воды аллювиальных отложений наиболее часто используются для водоснабжения и среди четвертичных отложений представляют наибольший интерес. Состав аллювиальных грунтовых вод в верховьях долин обычно удовлетворительный и постепенно изменяется в сторону возрастания минерализации и обогащения вод сульфатами и хлоридами натрия вниз по течению грунтовых потоков.

Однако в ряде случаев эта закономерность нарушается. В крупных долинах грунтовые потоки имеют довольно значительные по местным условиям расходы. Так, например, расходы грунтового потока Сухой долины Токрау в Северном Прибалхашье достигает 25 *л/сек*. Часто подземные воды крупных долин имеют удовлетворительный состав в период снеготаяния и выпадения дождей и становятся настолько засоленными к середине или к концу осенне-летнего сезона, что не могут быть использованы для водоснабжения.

Ф. А. Макаренко [1951] указывает на возможность использования грунтовых вод небольших долин с площадью водосборов в 10—12 *км*^{2}. Общий расход грунтовых вод таких долин в Северном Прибалхашье до 2—3 *л/сек* в наиболее маловодные месяцы (август—сентябрь). В это время минерализация грунтовых вод доходит до 1—1,5 *г/л*, а иногда бывает и меньше. Следовательно, эти воды могут быть использованы для хозяйственных и питьевых целей.

Модуль грунтового стока для Северного Прибалхашья достигает 0,2—0,5 *л/сек* и увеличивается в северных районах Казахстана до 0,5 *л/сек* и более. Глубина залегания уровня грунтовых вод в меженное время 1,5—2,5 *м*, такая глубина типична для коротких небольших долин. Наряду с современными аллювиальными отложениями долин большой интерес представляют подземные воды древних погребенных аллювиальных отложений сухих долин.

В комплекс покровных отложений, помимо аллювиальных осадков, входят делювиальные, пролювиальные, элювиальные образования. Для них характерно преобладание глинистого и суглинистого материала с щебенкой и засоленность пород. Подземные воды этого комплекса встречаются спорадически, дебиты отдельных колодцев вскрывших воду, невелики, качество ее большей частью неудовлетворительное, минерализация до нескольких граммов в литре, жесткость 7—10,5 *мг экв*. Большинство вод имеет сульфатный натриевый состав. На юге они солоноватые, соленые и горько-соленые.

Грунтовые воды межсопочных равнин приурочены к глинисто-песчаным отложениям, отличаются малыми ресурсами и пестрым составом. Качество их лучше вблизи гор, вблизи сочленения склонов долины с дном, и особенно на пологих склонах сопок.

Малые межгорные артезианские бассейны Центрального Казахстана приурочены к тектоническим впадинам и эрозионным ложбинам, выполненным мезо-кайнозойскими отложениями, залегающими несогласно на складчатом палеозое, таковы бассейны Тениз-Кургальджинский, Карагандинский, Майкюбенский — во впадинах соответственного наименования, Сарысуйский

Подземные воды в третичной и мезозойской толщах этих бассейнов напорные, различной минерализации и состава. Наибольшее практическое значение имеет Карагандинский артезианский бассейн, сложенный юрскими толщами, которые несогласно залегают на поверхности размыва складчатого палеозоя. Отложения юры представлены рыхлыми конгломератами и галечниками, песчаниками, глинистыми сланцами и бурыми углями мощностью до 400 *м*. Слои лежат с малыми углами падения на окраинах мульды и почти горизонтально в центре ее. В артезианском бассейне имеется не менее трех водоносных горизонтов с хорошей пресной водой. В настоящее время десятки скважин эксплуатируют эти воды. Дебиты скважин от долей литра до 20 *л/сек*, часть скважин переливает. Минерализация воды 0,7—0,8 *г/л*; жесткость 3,5—5 *мг-экв*. С глубиной минерализация возрастает до 1 *г/л* и более. Карагандинская мульда является характерным примером малого артезианского бассейна замкнутого типа, приуроченного к межгорной тектонической депрессии. Площадь этого бассейна, по В. Я. Гриневу и М. В. Седенко, 1200 *км*^{2}, *ширина* 50 *км*, *длина* 60—80 *км*.

В Северо-Казахстанской области проходит важный основной водораздел, который направляет одну часть вод в Северный Ледовитый океан через систему р. Оби, а другую — в бессточные впадины Средней Азии и Южного Казахстана.

МЕЗО-КАЙНОЗОЙСКИЕ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ МАССИВЫ И СКЛАДЧАТЫЕ ОБЛАСТИ

Мангышлакская складчатая область

Эта область приурочена к складчатым сооружениям Мангышлакского полуострова. В ядрах складок полуострова выходят песчаники и глинистые сланцы перми и триаса, содержащие пресные пластово-трещинные воды, проявляющиеся на поверхности небольшими источниками. Толща перми и триаса несогласно перекрыта песчано-глинистыми угленосными отложениями лейаса мощностью 150—340 *м*. В юрских отложениях имеется три водоносных горизонта песчаников. Дебит источников и колодцев, питаемых этими водоносными горизонтами, выражается десятыми и чаще сотыми долями литра в секунду. Вода солоноватая и соленая с минерализацией от 1 до 30 *г/л*.

Нижнемеловые песчано-глинистые отложения мощностью в 300—400 *м* характеризуются наличием двух горизонтов водоносных песчаников, разделенных мощной толщей глин. Дебит колодцев, вскрывших эти водоносные горизонты, обычно составляет 0,1—0,5 *л/сек*, изредка повышаясь до 4—10 *л/сек*; верхний (альбский) горизонт более водообилен, чем нижний. Минерализация вод разнообразна—от пресных (0,7—0,8 *г/л*) до солоноватых (до 9 *г/л*).

Верхнемеловые песчаники, мергели, белый пишущий мел общей мощностью около 600 *м* характеризуются преобладанием трещинных малодебитных источников слабо солоноватых вод.

На периферии Мангышлака, в его степной части, так же как и в его складчатых районах, в мульдах, залегают третичные отложения общей мощностью до 250 *м*, содержащие четыре водоносных горизонта. Из них нижний — палеоценовый горизонт известковистых песчаников со слабо солоноватой, пригодной для использования водой, вскрыт колодцами. Олигоценовые глины отделяют этот горизонт от вышележащих миоценовых песчаников с пресной пригодной для питья водой, питающей малодебитные источники и колодцы.

Второй миоценовый горизонт — караганских песчаников, также малодебитный со слабо солоноватой водой. Наконец, самый перспективный горизонт в Степном Мангышлаке — сарматские известняки-ракуш-

няки. Он подстилается водоупорными мергелями. Вода этого горизонта пресная и слабо солоноватая, пригодна для питья.

Четвертичные отложения Мангышлака слабо водоносны, воды их имеют пестрый состав и минерализацию от 0,8 до 5 *г/л*; особого практического значения они не имеют. Наиболее перспективным в горном Мангышлаке является водоносный комплекс перми и триаса, а в равнинном (степном) — сарматский водоносный горизонт.

Сарматские известняки слагают продольную долину между хребтами Каратау и Актау, обусловив образование межгорного артезианского бассейна. На севере Мангышлакской области находится округ подземного стока в Прикаспийский бассейн, а на юге — в Красноводско-Мангышлакский артезианский бассейн.

Устюрт

Плато Устюрт возвышается над окружающими низменностями на 150—200 *м* и отделяется от них высокими обрывами — чинками. Устюрт сложен породами мела и палеогена. На восточной окраине они собраны в складки субмеридионального, а на юге — северо-западного простирания. Характер «стыка» складок этих двух направлений, Мангышлакского и Уральского, неясен.

Меловые породы выходят на поверхность в основании Устюрта только на побережье Аральского моря; палеоген обнажается в основании всех чинков. На породы мела и палеогена несогласно ложатся миоценовые отложения, образующие на юге пологие складки согласного со складчатостью Мангышлака простирания. Центральная Устюртская антиклиналь (увал Карабаур) является естественным продолжением складок Мангышлака на юго-восток. Ось этой крупной складки погружается в юго-восточном направлении. К юго-западу от нее располагается Сарыкамышская синклиналь, к северо-востоку — синклиналь Барса-Кельмес. На севере выделяется Северо-Устюртская синклиналь востоко-северо-восточного простирания. Ось этой складки погружается на западо-юго-запад. К синклинальным складкам приурочены наиболее глубокие впадины Устюрта.

Устюртский гидрогеологический район можно охарактеризовать как систему небольших, еще совсем не изученных артезианских бассейнов, сложенных породами мела и палеогена, несогласно перекрытых миоценовыми отложениями.

В меловых и палеогеновых толщах отмечается наличие ряда водоносных горизонтов с соленой водой. В миоценовых слоях известно до пяти водоносных горизонтов. Качество миоценовых вод плохое. Вода горько-соленая. Водоносный горизонт в конкских слоях вскрывается в естественных разрезах по восточному чинку Устюрта, где он питает малодебитные источники с горько-соленой водой, и в колодцах Барса-Кельмесской котловины. Вода в колодцах тоже горько-соленая. Лишь в верхних горизонтах нижнесарматских известняков, залегающих почти горизонтально, встречены воды удовлетворительного качества — пресные и солоноватые. Глубина залегания водоносного горизонта в сарматских известняках изменяется от 6—7 *м* в понижениях рельефа до 20—30 *м* и более на его повышенных участках [Чихачев, 1948].

Особенностью миоценовых водоносных горизонтов является то, что они вскрыты в чинках Устюрта и в значительной мере дренированы. На дне котловин Устюрта, неглубоко от поверхности, в песках, залегают пресные, реже солоноватые грунтовые воды, используемые для водопоя скота. Дебиты колодцев, вскрывших эти воды, малы. Поверхностные водотоки на плато Устюрт отсутствуют вследствие развития карстовых явлений в сарматских известняках, обусловивших подземный сток скуд-

ных атмосферных осадков (до 150—200 *м*), выпадающих на Устюрте в зимне-весеннее время.

В соответствии с геологическим строением и тектоникой Устюрта можно наметить в его пределах четыре небольших бассейна.

1. Сарыкамышский, приуроченный к Сарыкамышской синклинали, заканчивающейся глубокой Сарыкамышской котловиной (отметка ее дна минус 45 *м*). В центральной части бассейна расположена глубокая котловина Ассаке-аудан (отметка дна 27 *м*). Котловины выполнены песками и мергелистыми озерными отложениями.

2. Барса-Кельмесский бассейн приурочен к Барса-Кельмесской синклинали. Артезианские и грунтовые воды этих двух бассейнов стекают на юго-восток и вливаются в Аму-Дарьинский артезианский бассейн.

3. Восточная часть Мангышлакского артезианского бассейна — широтного простирания синклиналь со стоком подземных вод на запад, в Мангышлакский бассейн.

4. Северо-Устюртский бассейн — наиболее крупный из перечисленных со стоком подземных вод на север и запад, в Прикаспийский бассейн.

В пределах Устюрта проходит часть крупного водораздела, отделяющего округа подземного стока в бассейны Средней Азии от Прикаспийского артезианского бассейна. Этот водораздел протягивается из Мангышлакской области в Устюрт, огибая Северо-Устюртский бассейн с юга и востока, выходит за пределы Устюрта в северном направлении на Чушка-Кульскую антиклиналь, а далее тянется по Уралу. На юг от него отходит водораздел, разделяющий сток в Красноводско-Мангышлакский и Аму-Дарьинский артезианские бассейны.

Туаркыр

Туаркыр расположен между чинками Устюрта на севере и востоке, Узбоем — на юге, Красноводско-Мангышлакским бассейном — на западе. Его территория представляет собой низкогорье (до 460 *м*) с рельефом куэстового типа. В основном она сложена мезозойскими породами, смятыми в складки северо-западного простирания. Многочисленные колодцы и источники вскрывают пресную воду в песчаниках средней юры и альба.

В пределах Туаркыра находятся округа подземного стока в Красноводско-Мангышлакский и Аму-Дарьинский артезианские бассейны; к синклинальным структурам к северо-востоку и западо-юго-западу от Туаркырского антиклинория приурочены отрицательные формы рельефа, в частности, впадина Чельмамедкум, выполненная песками, расположенная между Гуаркырской и Балханской складчатыми областями.

Балханы

Балханская антиклиналь вытянута в западо-северо-западном направлении. Она располагается между Красноводско-Мангышлакским бассейном на севере и Закаспийским на юге и представляет собой горную страну с наибольшей высотой 1880 *м* (вершина Большого Балхана). К области Балхан относится и южная складчатая часть Красноводского полуострова.

В геологическом строении области участвуют юрские и меловые песчаники, глинистые сланцы, известняки. Система разрывов и сбросов в них наиболее интенсивно развита на западе. Здесь можно выделить ряд водоносных горизонтов и комплексов (Васильевский, 1925).

I водоносный комплекс — черные глинистые сланцы (байос) с подчиненным им горизонтом песчаников — характеризуется наличием грунтовых вод в зоне выветривания. Воды эти проявляются пресными и солоноватыми малодебитными источниками (десятые доли литра в секунду и менее).

II водоносный горизонт — батские песчаники мощностью до 100 *м*. Воды этого горизонта питают редкие источники с дебитом до 1 *л/сек*, обычно меньше. Этот водоносный горизонт перекрыт водоупорной толщей черных глинистых сланцев.

III водоносный комплекс — толща песчаников и глинистых сланцев верхнего бата. Воды его выходят на поверхность в виде многочисленных источников на северном склоне гор Большой Балхан и Секи-Даг. Дебиты источников 0,1—2 *л/сек*, дебиты кяризов до 2 *л/сек*; в большинстве случаев дебиты водопунктов довольно постоянны. В восточной части области качество воды удовлетворительное; к западу оно ухудшается и западнее меридиана Таш-Арвата подземные воды III комплекса становятся горько-солеными, непригодными для использования. Водоносный комплекс перекрыт келловейскими известковистыми песчаниками, играющими роль относительного водоупора.

IV водоносный комплекс — глинисто-песчаная слабо водоносная толща (мальм). Источники, питающиеся ее водами, мелкодебитны (0,03—0,5 *л/сек*), каптированы кяризами, используются для орошения.

V водоносный комплекс — неокомских известняков с конгломератами в основании — питает водой до 50 источников. Дебит их обычно составляет от сотых до десятых долей литра в секунду. В основном источники вод V комплекса используются для водопоя скота.

VI водоносный комплекс — песчано-глинистых и мергелистых пород мелового возраста — имеет подчиненное распространение в районе и малое значение для его гидрогеологической характеристики.

VII аллювиальный водоносный горизонт представляет наибольший интерес в среднем течении долин (оврагов).

Балханы представляют собой пример вертикальной гидрогеологической зональности, присущей горным странам и обусловленной вертикальной зональностью климата. Действительно, если у подошвы Большого Балхана, в Закаспийской низменности выпадает около 100 *мм* атмосферных осадков в год, то на верхнем плато Большого Балхана количество осадков порядка 500 *мм*. Среднегодовая температура воздуха у подошвы гор 16°. К их вершинам она понижается до 10°.

Все это отражается на гидрогеологических особенностях Балханской области. Так, значительное количество источников сосредоточено в центральной, наиболее высокой части Большого Балхана, и при этом на западном и северном его склонах, получающих больше осадков. Расход аллювиальных вод увеличивается к средней части течения потока. Здесь расход грунтовых потоков в разных долинах составляет до 6 *л/сек*. Ниже по течению, ближе к устьям долин и оврагов, расход потоков грунтовых вод сильно сокращается. Потоки грунтовых аллювиальных вод на северных и западных склонах Большого Балхана наиболее обильны.

Зональность подземных вод проявляется также в изменении их физических и химических свойств. Так, температура источников на вершинах порядка 10—12°, на склонах и у подошвы 12—16° и до 17—19°. По минерализации вода источников на водоразделах обычно пресная, источники склонов — пресные и солоноватые, а в низинах — нередко горько-соленые. Разумеется при рассмотрении данного вопроса нужно учитывать также и состав пород.

Наблюдается возрастание минерализации вниз по движению аллювиальных потоков.

Балханская область обусловливает распределение подземного стока в артезианские бассейны на север — в Красноводско-Мангышлакский и на юг — в Закаспийский. Наибольшее количество подземных вод стекает с северного склона. Подземные воды южного склона частью выходят на поверхность, по-видимому, по тектоническим трещинам на Челекене, Боя-Даге, Небит-Даге и др. на северной окраине Закаспийского бассейна.

Копет-Дагская складчатая область

Копет-Даг расположен между бассейнами Закаспийским на западе и Аму-Дарьинским на севере. На юге он уходит в пределы Ирана. В советской части Копет-Дага можно выделить: Западный Копет-Даг с высотами до 1006 *м*, Центральный Копет-Даг, от ст. Арчман до долины Кельте-Чинар с высотами до 2942 *м*, Гяурскую антиклиналь между Кельте-Чинар и Артык, Восточный Копет-Даг к востоку от ст. Артык до р. Теджен, горы Малый Балхан.

В геологическом строении Копет-Дага существенное участие принимают меловые и третичные отложения, подчиненное значение имеют юрские отложения. Массив состоит из системы антиклинальных и брахиантиклинальных складок. Северные крылья складок крутые. Нередко в антиклиналях наблюдается опрокидывание складок на север, сопровождаемое надвигами.

К северной зоне тектонических разломов приурочена линия термальных источников Копет-Дага, впервые описанная И. И. Никшичем. Предгорные возвышенности сложены почти исключительно третичными отложениями, представленными преимущественно глинистыми породами, конгломератами с прослоями песчаников и известняков без значительных водоносных горизонтов.

У подножия гор протягивается зона подгорных шлейфов и предгорных равнин, которая входит в состав Аму-Дарьинского артезианского бассейна и описана выше (см. Аму-Дарьинский артезианский бассейн).

П. И. Калугин [1944] выделяет в Копет-Даге ряд водоносных комплексов.

I водоносный комплекс — преимущественно известняковый (мальм—неоком), наиболее водообильный с водами трещинно-карстового типа. С данным комплексом связаны три типа источников: 1) нисходящие холодные источники зоны выветривания—малодебитные; воды их обычно гидрокарбонатные, пресные; 2) восходящие холодные источники неглубоких трещин тектонических нарушений, обычно более устойчивые по режиму, чем источники первого типа, с большим дебитом; воды их по составу и минерализации примерно такие же; 3) восходящие теплые и горячие трещинно-жильные источники с водами разнообразного состава, приуроченные к глубоким тектоническим трещинам, дебит этих источников наиболее устойчив и наиболее значителен. Этот комплекс пользуется исключительным развитием в Центральном Копет-Даге и имеет большое хозяйственное значение.

II водоносный комплекс — глауконитовых песчаников и сланцев (апт, альб, сеноман) с трещинно-пластовыми водами, менее водообильный, чем предыдущий. Источники, питающиеся водами этого комплекса, обычно малодебитные, воды пресные или слабо солоноватые. Наиболее водообильными считаются глауконитовые песчаники сеномана; источники этого горизонта обычно многочисленны и имеют дебит более 1 *л/сек*. Водоносный комплекс получил наибольшее развитие на границе между Западным и Центральным Копет-Дагом.

III водоносный комплекс, представленный толщами белого мела и карбонатно-глинистой (верхнемеловой). Этот комплекс наименее водоносен; источники непостоянны и малодебитны (до сотых долей литра в секунду). Вода солоноватая, соленая, горько-соленая, непригодная для использования (преобладают сульфаты и гидрокарбонаты). Наименее минерализованные воды этого комплекса в районе Гяурской антиклинали и в Восточном Копет-Даге имеют сухой остаток около 1,5 *г/л* и менее. Иногда в воде присутствует сероводород. Воды этого комплекса развиты в Западном, Центральном Копет-Даге, в Гяурской антиклинали и далее на восток.

IV водоносный комплекс — песчано-глинистых, большей частью гипсоносных отложений (палеоген) — характеризуется как слабо

водоносный с малодебитными источниками горько-соленой воды, минерализация которой иногда достигает 25 *г/л* и более. В ряде источников отмечено присутствие сероводорода. IV комплекс развит в Западном Копет-Даге, в районе Гяурской антиклинали и вдоль северного склона передовой цепи Восточного Копет-Дага.

V водоносный комплекс — кварцевых и аркозовых хорошо водопроницаемых песчаников (палеоцен) — образует обильный водоносный горизонт трещинно-порово-пластовых вод. Источники многочисленны с большим дебитом и водой хорошего качества. Минерализация воды 0,4—0,7 *г/л*, состав преимущественно сульфатно-хлоридный, жесткость 5—7 *мг-экв*. Воды этого комплекса пользуются преимущественным развитием в Центральном и Восточном Копет-Даге, в Гяурской антиклинали. Они широко используются населением.

VI водоносный комплекс — морских отложений (неогена) — представлен песчано-глинисто-мергелистой толщей с подчиненными известняками, слабо водоносный. Наибольший интерес в данном комплексе представляют сарматские известняки, более водообильные по сравнению с другими отложениями комплекса. Вода их питает несколько источников с общим (групповым) дебитом в десятки литров в сутки, вода пресная и солоноватая с значительным содержанием сульфатов и гидрокарбонатов. Акчагыльские песчаники залегают среди глин и образуют водоносные горизонты с соленой и горько-соленой водой.

Только к юго-западу от ст. Казанджик с акчагылом связаны водообильные горизонты с пресной и слабо солоноватой водой. К породам миоцена приурочены малодебитные источники сильно минерализованной «гипсовой» воды.

VII водоносный комплекс представлен песками, слабо изучен в гидрогеологическом отношении, весьма неоднороден в отношении количества и качества вод.

VIII водоносный комплекс — аллювиальных отложений горных долин. Гидрогеологические показатели данного комплекса в значительной степени зависят от того, в породы какого водоносного комплекса из охарактеризованных выше (I—VII) врезана долина. Так, например, аллювиальные отложения характеризуются значительной водообильностью и водами хорошего качества в долинах, дренирующих отложения I водоносного комплекса, малой водообильностью, солоноватыми и солеными водами в долинах, дренирующих толщу III и IV комплексов и т. д. Отмечается повышение минерализации и ухудшение качества воды вниз по движению грунтового потока. Аллювиальные воды по выходе с гор вливаются в мощные конусы выноса подгорной зоны Копет-Дага, которая входит в состав Аму-Дарьинского бассейна.

Линия термальных источников Копет-Дага представляет исключительный гидрогеологический интерес [Никшич, 1925]. Она приурочена к зоне тектонических разломов. Длина зоны 450 *км* (от ст. Казанджик до ст. Душак), глубина различна, но не так значительна, ибо большинство источников этой зоны относится к теплым (19—22°) и лишь несколько групп родников имеет температуру 25—28° и, наконец, Бахарденское озеро — 35—37°.

Зона эта имеет очень большое гидрогеологическое значение, ибо она пересекает в разных местах на разной глубине водоносные комплексы Копет-Дага и обеспечивает их разгрузку в Аму-Дарьинский бассейн Из этой зоны вытекает и вливается в бассейн до 5 $м^3/сек$ подземных вод [Калугин, 1944]. Суммарный дебит источников этой линии составляет 7500 *л/сек* [Б. А. Бедер]. Воды I комплекса Копет-Дага, изливаясь вдоль линии терм Никшича, имеют общую минерализацию всего лишь 0,2—0,6 *г/л*.

Некоторые трещины вскрыли, по-видимому, более глубокие водоносные горизонты юрских отложений, о чем свидетельствует более высокая

температура вод и бо́льшая степень их минерализации, а также и характер состава воды таких источников, как, например, Арчман, Бахарденское озеро. Состав воды Арчманского источника:

$$H_2S\,0{,}014\ M\,1{,}4\ \frac{SO_4 40\ Cl\ 35\ HCO_3 25}{Na 45\ Ca 35\ Mg 20};\ t\ 28°.$$

Источник используется на курорте Арчман. Источники с водой наихудшего качества появляются там, где разломы вскрывают отложения VI комплекса. Вода таких источников имеет минерализацию до 5 *г/л* и более, а дебит их обычно мал.

Хребет Малый Балхан (наивысшая отметка 774 *м*) находится между хребтами Большой Балхан и Копет-Даг. Он сложен меловыми отложениями, собранными в антиклинальную складку западо-юго-западного простирания. Известны карстово-трещинные воды в известняках и пластово-трещинные воды в песчаниках мелового возраста. С севера и юга Малый Балхан отделен глубокими синклинальными прогибами, к которым приурочены небольшие артезианские бассейны, получающие часть своих подземных вод с Малого Балхана.

Копет-Даг можно рассматривать как своеобразную систему горных и межгорных мезо-кайнозойских артезианских бассейнов.

Так, П. И. Калугиным высказывалось мнение о наличии артезианских бассейнов, приуроченных к Сумбарской и Ашхабад-Бахарденской синклинальным структурам. На крыльях этих бассейнов распространены хорошо водопроницаемые нижнемеловые песчаники и известняки. Здесь происходит питание водоносных горизонтов, вода которых в центральных частях синклинальных структур может быть вскрыта скважинами на глубинах 500—1500 *м*. Комплекс нижнемеловых водоносных горизонтов перекрыт в артезианских бассейнах мощной водоупорной глинистой толщей апта и альба. В Западном Копет-Даге возможно получение артезианских вод и в верхнемеловых, а также в третичных отложениях. Отметим Узек-Дагскую (Узунсуйскую) межгорную впадину с солеными артезианскими водами [Дзенс-Литовский, 1956]. На востоке области заслуживает внимания Манышский артезианский бассейн, приуроченный к Манышской синклинальной долине.

Копет-Дагская область с ее замечательной термальной линией имеет огромное значение в обеспечении водой населения Южной Туркмении, в частности столицы ее г. Ашхабада. Велика ее роль и в питании Аму-Дарьинского (Каракумского) бассейна, куда направлен основной сток подземных вод; менее существенно ее значение в питании Закаспийского бассейна, в сторону которого идет сток подземных вод лишь с юго-западной части Западного Копет-Дага и из района Малого Балхана.

Южно-Таджикская складчатая область

Южно-Таджикский массив на севере ограничен Гиссарским хребтом, на востоке — Дарвазским, на юге — рр. Пяндж и Аму-Дарьей, на западе граничит с Аму-Дарьинским артезианским бассейном. Эта территория представляет собой обширную тектоническую депрессию, выполненную мезо-кайнозойскими отложениями, сложенными в складки северо-восточного простирания. Отдельные гряды и возвышенности обычно соответствуют отпрепарированным денудацией антиклинальным складкам, а долины и понижения между ними — либо синклиналями, либо выработаны по линиям тектонических разломов. По характеру водоносности здесь можно выделить несколько гидрогеологических комплексов.

I юрский водоносный комплекс. Водоносные горизонты приурочены к песчаникам, конгломератам, известнякам, разделенным глинами. Известны соленые источники с дебитом 0,3—6 *л/сек*. В отдельных случаях отмечена связь соленых вод юрских артезианских горизонтов с меловыми. Распространенные в юрских отложениях гипсы и соли

обусловливают нередко весьма высокую минерализацию вод. К гипсам и контакту их с каменной солью приурочены карстовые явления и трещинно-карстовые пресные или соленые воды. Соленые источники наблюдаются в пределах куполообразных поднятий каменной соли (Ходжа-Мумын и Ходжа-Сартаз в Кулябском районе). На левом борту Яванской синклинальной долины, вблизи кишлака Сарыкамыш, у подошвы уступа, сложенного гипсом, источники имеют суммарный дебит 22—32 *л/сек*. Вода хлоридно-сульфатная используется для орошения. Среди источников Яванской долины встречаются как слабые рассолы состава:

$$M59\,\frac{Cl\,90SO_4 10}{(K+Na)38\;Ca36\;Mg26},$$

так и крепкие рассолы состава:

$$M225\,\frac{Cl\,94}{(K+Na)94}.$$

Температура воды источников 19—23° [Белякова, 1956].

II нижнемеловой водоносный комплекс. Трещинно-пластовые воды приурочены к песчано-глинистой толще, содержащей прослои известняков и гипса. Известно свыше 50 родников, питающихся водами этого комплекса с дебитом от 0,1 до 10 *л/сек* и более; температура воды 14—24°, вода питьевая и водопойная. По минерализации воды изменяются от пресных (менее 1 *г/л*) до солоноватых (10 *г/л*). Более высокая минерализация некоторых источников в отдельных случаях может быть вызвана подтоком соленых вод из юрского водоносного комплекса. По составу воды очень разнообразны: гидрокарбонатные, сульфатные, хлоридные и смешанные с различными соотношениями катионов.

Пресные воды альбского водоносного горизонта Парчасайской синклинали путем каптажа источников используются для водоснабжения г. Яван; это гидрокарбонатно-сульфатные натриево-магниево-кальциевые воды:

$$M1{,}0\,\frac{SO_4 62-66\;HCO_3 8-30}{Ca40\;Mg34\;(Na+K)28-30};\ t\ 16-18$$

III верхнемеловой водоносный комплекс. Трещинно-карстовые воды известняков, в меньшей степени трещинно-пластовые воды песчаников среди гипсоносных глин. В отдельных случаях образуется единый гидравлически связанный альб-сеноманский водоносный горизонт. Горизонты известняков верхнего мела наиболее водообильны. С ними связано до 80 источников большей частью солоноватой воды с минерализацией до 10 *г/л*. Дебиты родников от 0,01 до 30 *л/сек* и более; температура воды 11—23°. Состав вод разнообразен, но, в общем, можно выделить три характерные группы: пресные сульфатно-гидрокарбонатные натриево-кальциевые; слабо солоноватые гидрокарбонатно-сульфатные натриево-кальциево-магниевые; сильно солоноватые хлоридно-сульфатные натриево-кальциевые.

IV палеогеновый водоносный комплекс представлен глинами, мергелями, песчаниками и известняками. Известняки бухарского яруса и гипсоносные известняки верхнего мела иногда объединяются в единый водоносный горизонт. Наиболее водообильны и хорошо выдерживаются по простиранию известняки бухарского и алайского ярусов нижнего палеогена. Дебиты источников 0,01—10 и до 25 *л/сек*. Преобладают малодебитные источники. По минерализации воды варьируют от пресных и слабо солоноватых до соленых. Температура 11—25°. В составе воды преобладают сульфаты и хлориды кальция и натрия.

V неогеновый водоносный комплекс. Водоносность комплекса небольшая, но местами увеличивается. Минерализация различная, обычно 2—5 *г/л*. Дебиты источников малы. Температура воды 25—29°.

VI водоносный комплекс четвертичных отложений наиболее водообилен. Грунтовые воды залегают в аллювиальных галечниках и в покрывающих их суглинках (долина р. Вахша и др.). Степень их минерализации сильно меняется в зависимости от источников питания — от 0,9 до 31 *г/л*. Преобладают воды сульфатные и хлоридные, натриевые и кальциевые. Дебиты источников и колодцев изменяются от десятых долей до нескольких десятков литров в секунду. Помимо вод аллювиальных галечников поймы и террас, большое практическое значение имеют воды конусов выноса и пролювиальных шлейфов. Дебиты источников и колодцев разнообразны, также различны степень минерализации вод и их состав, во многом зависящие от условий питания. Более высокого качества подземные воды четвертичных отложений на севере области, где выпадает больше атмосферных осадков, а также в долинах, по которым текут крупные реки.

Водоносные комплексы рассматриваемой территории, будучи собраны в складки северо-восточного простирания, образуют систему артезианских бассейнов. К осевым частям синклинальных структур приурочены большие и малые долины рек (Сурхан-Дарья, Вахш) и саев, а к антиклинальным перегибам — области питания и водоразделы (хр. Бабатаг и др.). Среди бассейнов можно отметить на западе: Дехканабадский, Ширабадский, Сурхан-Дарьинский, Гиссарский; далее на восток: Кафирниганский, Вахшский, Яванский, Кулябский и др. Продолжением Южно-Таджикской гидрогеологической складчатой области на северо-востоке являются межгорные бассейны Сурхобский и Кызылсуйский. Подземные воды этих двух бассейнов в основном сосредоточены в аллювиальных галечниках высокогорных долин, в пролювиально-аллювиальных галечниках конусов выноса и в водно-ледниковых и моренных образованиях. Минерализация грунтовых вод малая (десятые и сотые доли граммов на литр), а дебиты некоторых групп источников до 30—50 *л/сек*.

Вышеприведенная характеристика водоносных комплексов мезокайнозойских отложений Южно-Таджикской гидрогеологической складчатой области касается в основном грунтовых и неглубоко залегающих артезианских вод. Глубокие подземные воды как питьевые, по-видимому, не могут представлять большого интереса, ибо в осадочном комплексе бассейнов содержатся гипс и каменная соль (Кулябский район и Кугитанг).

Высокая минерализация глубоких артезианских вод подтверждается результатами опробования пока еще немногочисленных буровых скважин. Так, в Сурхан-Дарьинском бассейне артезианские воды палеогена и верхнего мела совершенно непригодны для водоснабжения. Намечается постепенное увеличение минерализации воды в этих горизонтах с юга, от р. Аму-Дарьи, на север.

Артезианские воды Южно-Таджикских бассейнов могут использоваться как лечебные и как промышленные, особенно если принять во внимание значительную водообильность водоносных горизонтов палеогена (Уч-Кызыл, ст. Термез), а также красноцветной песчано-глинистой толщи неогена (Бедер, 1958).

Минерализация и состав глубоких артезианских вод Сурхан-Дарьинского артезианского бассейна иллюстрируются следующими формулами:

$$\text{Уч-Кызыл } M34\,\frac{Cl\,77\,SO_4\,16\,HCO_3\,7}{(Na+K)72\,Ca19\,Mg9};\ H_2S150;\ t\ 30^\circ.$$

$$\text{Хау-Даг } H_2S \text{ (есть) } M170\,\frac{Cl98\,SO_4\,1{,}6}{(Na+K)70\,Ca11\,Mg9}.$$

В глубоких артезианских водах Сурхан-Дарьинского бассейна содержатся ценные микрокомпоненты.

В различных местах рассматриваемой территории артезианские воды поднимаются по тектоническим трещинам и питают минеральные источники. Таково, например, происхождение Кайнарских минеральных источников (Яванская долина). Сводная формула их состава приведена ниже:

$$М3-5\,\frac{Cl44-50\,SO_4 47-50}{Ca41-42\,Na32-36\,Mg20};\ t\ 20-24°.$$

Отметим также самоизливающиеся термальные сульфатно-хлоридные натриевые, газирующие азотом, целебные воды Шаамбары близ Сталинабада — Гиссарский (Сталинабадский) артезианский бассейн. Эти воды приурочены к красноцветной песчано-глинистой толще неогена.

Специфической особенностью Южно-Таджикской гидрогеологической области является широкое распространение в его пределах солоноватых, соленых вод и рассолов, обусловленное спецификой его геологической истории, в достаточной мере отличающейся от многих других складчатых областей СССР, особенно палеозойских и докембрийских.

Другой его особенностью является обилие горячих артезианских вод (t до 80°), вскрытых, например, глубокими скважинами в Сурхан-Дарьинском артезианском бассейне [Л. С. Балашов, 1957].

Памирская складчатая область

Памирская складчатая область на севере отделяется Алайской впадиной от Алайского массива, а на западе граничит с Южно-Таджикской складчатой областью. Граница между ними проводится по линии контакта третичных отложений с мезозоем и палеозоем Дарвазского хребта.

Хребты Заалайский с пиком Ленина (7134 *м*), Петра Первого, Дарвазский являются крайними северными и западными в сложной горной системе Памира. В геологическом строении этой страны принимают участие различные по возрасту породы, начиная от докембрийских и кончая третичными. Они сильно дислоцированы и образуют три зоны смятия, обращенные выпуклой стороной на север, — северную, центральную и южную.

В соответствии с геологическим строением региона его гидрогеологические условия характеризуются преимущественным распространением:

1) пластово-трещинных и трещинно-карстовых пресных холодных вод в нижнепалеозойских, силурийских, девонских породах северной зоны Памира (песчаниках, кварцитах, известняках, сланцах);

2) пластово-трещинных, трещинно-пластовых в верхнепалеозойских, триасовых и юрских песчаниках, сланцах, вулканических породах, известняках центральной зоны Памира;

3) пресных холодных, почти исключительно трещинных вод в докембрийских гнейсах и кристаллических сланцах, в массивно-кристаллических изверженных породах южной зоны Памира с подчиненными им карстово-трещинными водами в толщах мраморов и известняков мощностью в сотни метров.

Особенности рельефа Памирской страны позволяют выделить по топографическим признакам Восточный и Западный Памир. Граница между ними проводится от пика Ленина (Заалайский хребет) к Сарезскому озеру и далее на юг через оз. Яшиль-Куль к слиянию рр. Памира и Вахан-Дарьи.

На Восточном Памире преобладают возвышенности, обычно имеющие мягкие контуры, на 1000—1500 *м* поднимающиеся над плоскими, широкими долинами, бессточными впадинами. Средние абсолютные высоты 4000—4500 *м*. Исключительно малое количество осадков (менее 100 *мм* в год), низкие среднегодовые температуры воздуха, в том числе отрицательные на больших высотах, при наличии островных участков

«вечной мерзлоты» — все это создало ландшафт высокогорной холодной пустыни. В этих условиях нормальный водообмен значительно нарушен и ослаблен. Восточный Памир беден поверхностными и подземными водами. Здесь имеются и бессточные озера, некоторые из них с солоноватой водой.

Источников в Восточном Памире мало, а дебиты их ничтожны. К концу суровых памирских зим многие из родников иссякают. Поверхностные потоки зимой почти всюду промерзают до дна. Поэтому зимой наступает «критический водный период», и население вынуждено в это время пользоваться снегом и водой редких родников, питающихся грунтовыми водами рыхлых четвертичных отложений, выполняющих широкие долины. Запасы этих вод пополняются за счет поглощения временных потоков, стекающих по склонам гор, или за счет инфильтрации вод ручьев и речек, протекающих по главным долинам и их притокам. Глубина залегания зеркала грунтовых вод в широких долинах местами довольно значительная, но на участках резкого сужения поперечного профиля долин уровень грунтовых вод приближается к дну долин и часть воды появляется в виде источников. Источники вытекают также по периферии конусов выноса и в основании речных террас. Дебит некоторых источников грунтовых вод до 10 *л/сек*, а в исключительных случаях до 30 *л/сек* (источник Кызыл-Ранг на р. Пшарте).

В Западном Памире (Бадахшане) топографические условия иные. Вершины и склоны гор здесь круты, долины глубоки, узки, часто встречаются ущелья и теснины. Относительное превышение водоразделов над дном долин достигает 3—4 *км*. Дренаж здесь имеет свои максимальные значения. Более или менее значительное количество осадков, выпадающих на склонах гор, способствует усиленному питанию подземных вод. Зона насыщения должна находиться на большой глубине, особенно в известняках. Поэтому Западный Памир богаче поверхностными и подземными водами, чем Восточный. Наиболее водообильны здесь известняки, менее водообильны граниты и гранодиориты; песчано-сланцевые толщи палеозойского возраста слабо водоносны.

В Памирской складчатой области особое место занимают трещинно-жильные воды, приуроченные к тектоническим разломам. Эти воды питают иногда холодные и термальные достаточно высокодебитные источники и характеризуются: а) значительным диапазоном температур (от 20 до 65° С и более); б) различным химическим и газовым составом (встречаются углекислые источники).

Отметим углекислые термы (t 47—64°) Гарм-Чашма в долине р. Ростоудара в 50 *км* от г. Хорог. Их дебит «весьма значителен» [Балашов, 1957]. Подземные и поверхностные воды Памира поступают в Южно-Таджикскую депрессию и через р. Аму-Дарью пополняют запасы водоносных горизонтов Аму-Дарьинского артезианского бассейна.

К этой области относится Алайский хребет (на востоке) с высотами до 5880 *м*. На западе и юго-западе его продолжением служат хребты Туркестанский, Зеравшанский; на северо-западе в пустыню Кызылкумы вдается Нуратинский хребет. На юге находятся хребты Гиссарский, Каратегинский и др.

Алайский массив сложен сильно смятыми в складки палеозойскими отложениями (сланцы, песчаники, эффузивы), прорванными гранитами и другими изверженными породами. Карбонатные породы имеются в толще кембрийских отложений, где они подчинены глинистым сланцам; особенно развиты известняки среди силурийских, девонских и каменноугольных толщ. Верхнепалеозойские отложения представлены песчано-конгломератовой толщей.

На палеозойском комплексе лежат мезо-кайнозойские отложения. Встречаются они спорадически, в тектонических депрессиях и по окраинам гор.

Для палеозойского комплекса характерны трещинно-карстовые воды, питающие источники иногда исключительно большого дебита (*до* 1 $м^3/сек$). Так, даже в таком бедном водой районе, как территория западного погружения Нуратинского и Зеравшанского хребтов, встречаются источники с дебитом в десятки и сотни литров в секунду, приуроченные к закарстованным известнякам силура и девона (Кара-Булак у кишлака Хойзрет Вайшир с дебитом 885 *л/сек*, Кара-Булак выше кишлака Панджи с дебитом 1400 *л/сек*, Кайнар-Булак — 700 *л/сек*).

Второе место по водообильности занимают граниты и гранодиориты. Трещинные воды гранитов питают источники обычно с небольшим и непостоянным дебитом (до 1 *л/сек*). Однако в отдельных случаях из гранитов вытекают пресные трещинно-жильные воды с расходом до 10 *л/сек*

Третье место по водообильности занимают песчано-сланцевые палеозойские образования. Пластово-трещинные воды этих отложений обычно питают источники с очень малым дебитом в десятые и тысячные доли литра в секунду. В зоне выветривания глинистых сланцев и филлитов мало воды. Качество вод песчано-сланцевых толщ палеозоя хорошее.

Мезо кайнозойские отложения содержат ряд водоносных горизонтов, приуроченных к юрским конгломератам и песчаникам, к среднеюрским известнякам, к песчаникам нижнего мела и известнякам палеогена. Наиболее водообильны мезо-кайнозойские отложения там, где в горах выпадают обильные осадки. В этих районах и качество воды хорошее, и дебит источников больше, чем на окраинах гор, где выпадает мало осадков, дебит источников уменьшается и вода становится солоноватой или соленой (за счет растворения гипса и других солей). Обычно мезозойские и третичные отложения бедны водой. Они образуют небольшие артезианские бассейны межгорного типа. Описание одного из них — Зеравшанского, будет дано ниже.

Большое значение в области приобретают аллювиальные водоносные галечники крупных рек (Зеравшана, Санзара и др) и отложения конусов выноса. В них содержатся значительные ресурсы подземных вод хорошего качества, являющихся одним из основных источников водоснабжения данной области.

На южном склоне Гиссарского хребта, в бассейне р. Варзоб, на высоте 2700 *м* над уровнем моря имеются углекислые минеральные источники Ходжа-Санг-Хок с водой следующего состава·

$$CO_2 1{,}9 \frac{HCO_3 89\ Cl\ 6}{Ca 68\ Na 17\ Mg 16};\ t\ 8$$

Зеравшанский межгорный артезианский бассейн. На западе Алайской области выделяется небольшой Зеравшанский бассейн, приуроченный к Самаркандской межгорной котловине Это широгный тектонический прогиб поверхности складчатых пород палеозоя, на котором лежит чехол меловых и третичных отложений, образующих широкую синклинальную складку с местными брахиантиклинальными поднятиями и выступами палеозойского фундамента на поверхность. В основании мезокайнозойских отложений лежат конгломераты, песчаники, гравелиты мела. Выше расположена песчано-глинистая гипсоносная толща, в верхних частях которой появляются пласты известняков, относимая к палеогену и неогену. Коренные породы прикрыты мощной толщей четвертичных отложений песков, гравия, галечников и рыхлых конгломератов, суглинков.

Артезианские воды были вскрыты у основания Зирабулакских высот в меловых песчаниках. Вскрывшие их скважины переливали с дебитом до 4 *л/сек*. Качество артезианской воды хорошее. Учитывая гипсоносность толщи, можно высказать предположение о высокой минерализации артезианских вод в осевой части бассейна и на западе его

Зеравшанская котловина является примером межгорного бассейна, в котором наиболее существенное значение имеют грунтовые воды, приуроченные к аллювиальным галечникам мощного конуса выноса р. Зеравшана (в восточной части котловины). Когда поверх галечников лежат суглинки, подземные воды обычно имеют напор. Глубина залегания грунтовых вод от 0 до 5 *м* на нижних террасах и до 30 *м* — на верхних террасах.

Падение зеркала грунтовых вод в восточной части котловины направлено от бортов котловины к реке и свидетельствует о ее дренирующем значении. В центральной части котловины наблюдается обратное явление: поверхность зеркала грунтовых вод наклонена от реки к краям котловины, что указывает на отток грунтовых вод от прирусловой части к бортам. Наряду с этим наблюдается общее движение грунтовых вод с востока на запад, вниз по течению реки.

Ширина фронта потока аллювиальных грунтовых вод в районе колодца Хатырчи до 10 *км*, вниз по долине ширина потока сокращается до 3 *км*, так как уменьшается мощность аллювия. В связи с сокращением площади поперечного сечения подземного потока избыток грунтовых вод изливается на поверхность в виде многочисленных мощных родников. Минерализация грунтовых вод в пойме вблизи русла 0,6—1 *г/л*. Вдали от поймы она возрастает до 10 *г/л* и более. Вдали от поймы преобладают сульфатные воды. Большое влияние на режим, в том числе на изменение состава вод в пространстве и времени, оказывают ирригационные мероприятия.

Зеравшанский бассейн открыт в сторону Аму-Дарьинского бассейна, на территорию которого непосредственно распространяется слагающий его комплекс отложений. Зеравшан и грунтовые воды его долины по выходе из Хазаринской теснины, на западе бассейна, вливаются в Бухарский оазис — дельту Зеравшана и, таким образом, принимают участие в питании водоносных горизонтов восточной окраины Аму-Дарьинского артезианского бассейна.

На юго-западе Алайского массива, на западном погружении Гиссарского хребта, располагается Китабо-Шахризябзский межгорный артезианский бассейн, приуроченный к межгорной котловине того же наименования. Наиболее перспективны в этой котловине мощные галечниковые отложения конусов выноса и аллювиальной равнины. К ним приурочены мощные потоки грунтовых вод. Зона выклинивания подземных вод прослеживается от Китаба к Шахризябзу и далее на юг к ст. Яккобаг. Воды пресные. Суммарный расход выклинивающихся вод 8—10 $м^3/сек.$ На территории конусов выноса есть основания для выявления напорных вод в галечниках; расходы этого потока могут быть весьма значительны.

На территории Алайского массива, помимо Зеравшанского и Китабо-Шахризябзского, имеется довольно большое количество других межгорных артезианских бассейнов, характеристика которых в данной работе не приводится.

Кызылкумская область малых артезианских бассейнов и мульд

Толщи, слагающие рассмотренный выше Алайский массив, к северо-западу погружаются под мезо-кайнозойские отложения и переходят в пределы своеобразной области останцовых гор Кызылкумов, которые прослеживаются далеко на северо-запад, до гор Султан-Уиз-Даг. Эта область занимает промежуточное положение между артезианскими бассейнами: Сыр-Дарьинским — на северо-востоке и Аму-Дарьинским — на юго-западе. Неразрывная тесная геологическая связь мезо-кайнозойских отложений данной области с таковыми вышеупомянутых артезианских бассейнов проявляется в том, что часть стока подземных вод мезо-кайнозойских пород Кызылкумов направлена в сторону этих бассейнов.

Область останцовых гор Кызылкумов может быть разделена на два основных района: первый — горы Султан-Уиз-Даг — расположен на р. Аму-Дарье; второй — это останцовые Центральные Кызылкумы. Первый район от второго отделен обширной песчаной равниной и понижением, по которому проходит на север одно из староречий Аму-Дарьи Акча-Дарья. Второй район разделяется на южную группу возвышенностей, центральную депрессию Минбулак, спускающуюся ниже уровня моря (—18 *м*) и северную группу гор — Букантау.

Рельеф Кызылкумов сложен. На фоне равнины возвышаются отдельные горы [1], окруженные плащом рыхлых отложений. Своеобразные особенности придают ему предгорья, подгорные наклонные равнины и бессточные котловины; из последних наиболее крупные — Агатминская котловина 14—16 *км* в поперечнике, глубиной до 60 *м* и Каракатинская — 56 *км* в длину, 12 *км* в ширину, глубина 40 *м*. Область гор Кызылкумов представляет собой приподнятый складчатый герцинский фундамент с верхнемезозойским и кайнозойским чехлом. В ядрах гор-одиночек выходят палеозойские породы. Склоны гор и межгорные понижения покрыты мезо-кайнозойскими, существенно меловыми и третичными отложениями, собранными в пологие складки, образующие сложную систему артезианских бассейнов и мульд. Специфической особенностью области является полное отсутствие поверхностных водотоков.

Подземные воды палеозойских отложений представляют большой практический интерес и повсюду используются населением. Наиболее водообильны доломиты и известняки, к которым приурочены трещинные и трещинно-жильные воды. Источники этих вод выходят в высоких частях горных возвышенностей, характеризуются дебитом от десятых долей литра до 30 *л/сек;* температура вод 17—25°, минерализация 0,4 — 0,8 *г/л,* состав гидрокарбонатный натриевый и гидрокарбонатный кальциевый, иногда с повышенным содержанием хлоридов и сульфатов. Наиболее крупный из них — родник на горе Тамды-Тау, имеет дебит около 30 *л/сек.* Источник питается водами небольшого палеозойского артезианского бассейна.

Подземные воды карбонатных пород палеозоя используются в наиболее крупных населенных пунктах и известны в горах Букантау, Ирлиртау, Тамдытау. В ряде населенных пунктов, помимо источников, имеются и колодцы, эксплуатирующие воды палеозойских известняков. Качество воды в колодцах обычно хуже: вода более жесткая с большим количеством хлоридов и сульфатов, дебит колодцев (0,1—0,5 *л/сек*) уступает дебиту источников. Глубина до воды в колодцах, заложенных на дне долины, выработанной в известняках, 10—15 *м*.

Пластово-трещинные воды палеозойских песчано-сланцевых толщ пользуются весьма широким распространением. Наиболее водообильны песчаники, наименее водообильные кремнистые и глинистые сланцы. Источники, питающиеся водами песчано-сланцевых отложений, редки и, как правило, малодебитны. Колодцы вскрывают пластово-трещинные воды в долинах «сухих рек» в приустьевых частях. С удалением от истоков долин глубина колодцев возрастает до 25 *м* (редко); вниз по долине возрастает и минерализация воды.

Дебиты источников и колодцев обычно менее 0,5 *л/сек*, минерализация вод 0,6—7 *г/л*. Преобладают воды с минерализацией 1,5—3 *г/л*, т. е. слабо солоноватые (по местным нормам — пресные), пригодные для питья и водопоя скота. По составу преобладают воды сульфатные, натриевые и кальциевые с отклонением в сторону гидрокарбонатно-сульфатных, менее минерализованных, и хлоридно-сульфатных, более минерализованных. Температура подземных вод обычно 15—20°.

---

[1] Горы Султан-Уиз-Даг — 485 *м*, Тамды-Тау — 930 *м* и др.

Трещинные воды мощной (2—3 *км*) палеозойской конгломератовой толщи горы Букантау местами выходят в виде малодебитных (менее 0,25 *л/сек*) источников по долинам; там же в долинах они вскрыты неглубокими 2—4 *м* колодцами. За крайне редким исключением вода в колодцах и источниках солоноватая и слабо соленая с минерализацией от 3 до 15 *г/л*, преимущественно хлоридно-сульфатная натриево-кальциевая, реже хлоридная. Температура подземных вод 17—20°.

Трещинные воды палеозойских эффузивов гор Султан-Уиз-Даг и Букантау питают редкие малодебитные колодцы (0,2—0,4 *л/сек*) и источники. Преобладают воды с минерализацией от 0,5 до 4 *г/л*, пресные и слабо солоноватые, хлоридно-сульфатно-гидрокарбонатные с различным содержанием кальция и натрия. Температура вод 16—21°.

Трещинные воды гранитов и гранодиоритов проявляются в виде многочисленных источников в верховьях долин и вскрыты колодцами в отложениях долин и подстилающих их массивно-кристаллических породах. Дебиты колодцев менее 0,3 *л/сек*, а источников до 0,5 *л/сек*, изредка больше (до 3 *л/сек*). Минерализация воды обычно менее 1 *г/л*; преобладающий состав воды сульфатно-гидрокарбонатный и гидрокарбонатный кальциевый. Температура воды 16—20°. Подземные воды используются населением для питья и для полива огородов.

Среди палеозойских образований останцовых гор Кызылкумов наиболее водообильны известняки и интрузивные породы, воды которых питают многие источники области и с успехом используются населением [Митгарц, 1946]. Это подтверждает перелив части подземных вод из известняков в толщи песчаников и сланцев палеозоя, а также в мезо-кайнозойские отложения, прикрывающие подошвы гор. Основное питание подземные воды на территориях гор-одиночек получают за счет атмосферных осадков, которых здесь выпадает значительно больше, чем в окружающей их пустыне. Поэтому горы Кызылкумов нужно рассматривать как важные очаги питания артезианских и грунтовых вод данного пустынного района.

Различие в строении ядра гор и их периферии, различия климатические между участками вершин и подножия гор обусловили вертикальную гидрохимическую зональность. Она выражается, например, в том, что пресные гидрокарбонатные и гидрокарбонатно-сульфатные воды вершины сменяются солоноватыми сульфатно-хлоридными водами в основании склона. Аллювиальный горизонт наиболее развит в средней части склонов; к подошве гор он теряет свою воду за счет перелива ее в коренные породы, подстилающие аллювий.

Выступы палеозойского фундамента на территории останцовых гор Кызылкумов прикрыты мощной толщей мезо-кайнозойских отложений. Эти же отложения развиты на равнине, окружающей останцовые горы. В основании осадочного мезо-кайнозойского комплекса залегают нижне- и верхнемеловые песчаники, конгломераты, глины с подчиненными им прослоями известняков; общая мощность этих отложений до 350 *м*. Роль песчаников особенно возрастает в породах верхнего мела, где мощность отдельных песчаных водоносных горизонтов и пачек изменяется от 1 до 25 *м*.

Меловые отложения образуют систему артезианских мульд и небольших бассейнов с наиболее приподнятыми и крутыми крыльями вблизи останцовых гор. Именно здесь происходит основное питание артезианских горизонтов. В краевых частях синклинальных структур меловые воды залегают неглубоко от поверхности и широко используются с помощью колодцев глубиной 5—15 *м*. В центральных частях структур глубина колодцев возрастает до 30—50 *м*, а в закрытых палеогеновых мульдах меловые артезианские горизонты залегают на глубине до 150—300 *м* и более (Укузакская мульда). Всего в Кызылкумах имеется свыше пятнадцати небольших артезианских бассейнов и мульд, на территории

которых пройдено около 100 скважин глубиной до 300—500 *м*. В этих бассейнах выявлен ряд горизонтов, заключающих теплые и горячие слабо минерализованные высоконапорные артезианские воды в меловых песках и песчаниках [Бедер, 1955]. Таковы бассейны Кенимехский, Агитмынский, Карагатинский, Джангельдинский, Минбулакский. Из них разведаны: Минбулакский — к западу от гор Булэктау, Кенимехский — к западу от гор Нур-Ата и др. Дебиты самоизливающих скважин, по Б. А. Бедеру [1958], в некоторых бассейнах достигают 5—20 *л/сек*, а в отдельных исключительных случаях — до 100 *л/сек* и более. Качество вод разнообразно. Более высокого качества воды там, где в крыльях бассейнов меловые породы непосредственно выходят на поверхность и где возможно проникновение в эти толщи атмосферных осадков.

В нескольких артезианских мульдах (Сорбулакской, Мынбулакской и др.) вода меловых отложений через трещины в третичных глинах выходит на поверхность с образованием своеобразных источников — «чоколаки», впервые описанных В. А. Обручевым. Чоколаки представляют собой песчаные бугры высотой до 16 *м*, покрытые ярко-зеленой растительностью. На склоне бугра, на высоте 3—4 *м* — выходят источники. Дебит их обычно не превышает десятых долей литра в секунду.

Общее падение пьезометрической поверхности меловых вод к Аму-Дарье и в сторону Аральского моря. Дебиты источников и колодцев меловых вод обычно менее 1 *л/сек*. Лишь в виде исключения некоторые источники в бортах бессточных котловин имеют дебит около 3 *л/сек*. Дебиты некоторых скважин в центральных частях артезианских мульд выражаются единицами и десятками литров в секунду.

Пресные воды в источниках и в колодцах встречаются редко; число таких водопунктов составляет около 2% от их общего числа, водопунктов со слабо солоноватыми водами — порядка 33%; наиболее распространены колодцы и источники с сильно солоноватыми водами, минерализация которых 3—10 *г/л*. Такие водопункты составляют 59%, т. е. больше половины. Наконец, колодцев с солеными водами не более 6%.

Наиболее часто среди колодезных вод встречаются хлоридные, сульфатно-хлоридные и гидрокарбонатно-хлоридно-сульфатные с преобладанием натрия над другими катионами. Жесткость воды меняется в пределах от 4,5 до 60 *мг-экв* (Б. Б. Митгарц). В артезианских бассейнах наблюдается изменение состава и увеличение минерализации по мере погружения водоносных слоев от возвышенностей, где происходит их питание, во внутренние части мульд. Температура меловых вод на глубине 10—30 *м*, порядка 16—18°, а глубже, в центре некоторых артезианских мульд, до 34—38°. В Карагатинской и Мынбулакской артезианских мульдах в меловых отложениях были вскрыты слабо солоноватые, пригодные для использования артезианские воды с температурой 30—39°. Дебиты скважин значительны (Б. А. Бедер, М. Т. Бурак).

Водоносные горизонты палеогена развиты в описываемой области достаточно широко. Глины палеоцена мощностью до 15 *м* служат водоупором, тогда как известняки содержат воды, питающие малодебитные источники; по составу воды источников слабо соленые и до горько-соленых. Глинистая эоценовая толща мощностью до 80—100 *м* широко распространена в районе, но практически безводна. Лишь на юго-востоке, где мощность прослоев песчаников в эоценовых глинах возрастает до 5—15 *м*, в этой толще содержатся подземные воды. Однако дебит скважин, вскрывших водоносные песчаники, мал, а вода в них солоноватая и соленая (от 3 до 25 *г/л*). Олигоценовые пески и песчаники с подчиненными им глинами представляют собой сложный водоносный горизонт, невыдержанный по составу и мощности (25—50 *м*). Распространен этот горизонт в юго-восточной части Кызылкумов. Воды открытой части горизонта, на крыльях синклинальных структур, залегают на глубинах 4—20 *м*, тогда как в центральных частях крупных синклинальных складок олиго-

ценовый водоносный горизонт опускается до 200 *м* и более, причем становится артезианским, будучи перекрыт кирпично-красными плотными глинами палеоген-неогенового возраста. Мощность глин 50—80 *м*. Высота напора над кровлей водосодержащих пород в центральных частях артезианских мульд ~ 10—200 *м*. Дебит колодцев и удельный дебит скважин выражается долями литра в секунду; в колодцах преобладают сильно солоноватые воды, реже соленые (с минерализацией до 30 *г/л*). Температура воды в интервале глубин 10—30 *м* от поверхности земли 15—20°.

К неогеновым отложениям (туранская свита) приурочен сложный водоносный горизонт, состоящий из пластов и линз песков, песчаников, конгломератов и пачек глин (местные водоупоры). Этот горизонт широко распространен. К нему относятся поровые, грунтовые и слабо напорные воды. Дебиты колодцев, получающих воду из этого многоярусного водоносного горизонта, обычно около 0,5 *л/сек*. По составу и минерализации воды весьма невыдержанны; величина сухого остатка изменяется от долей до 90 *г/л* и более. Колодцы с пресными водами составляют 17% от общего их числа, со слабо солоноватыми — 35%, с сильно солоноватыми — 42% и с солеными — 6%.

По процентному соотношению состава колодезных вод еще нельзя судить об истинном развитии в горизонте тех или иных вод, ибо население сохраняет и поддерживает колодцы с хорошей водой и забрасывает те колодцы, в которых она непригодна. Этим и можно объяснить малое количество колодцев с соленой водой. По составу встречены гидрокарбонатно-сульфатные, сульфатные, сульфатно-хлоридные и хлоридные воды с преобладанием натрия. Температура изменяется в пределах от 15 до 21° при глубинах залегания 12—30 *м*. Общий сток подземных вод туранской свиты на запад, к Аму-Дарье.

Ферганский артезианский бассейн. Ферганский артезианский бассейн представляет собой типичную, вытянутую в широтном направлении межгорную тектоническую впадину между Тянь-Шанем на севере и Туркестанским и Алайским хребтами на юге. На западе через узкий проход шириной 10 *км* его воды вливаются в Сыр-Дарьинский бассейн. На поверхности размыва складчатого палеозоя (фундамент) в центральной части впадины спокойно лежат слабо дислоцированные триасовые (?), юрские, меловые, третичные и четвертичные отложения. Общая мощность мезо-кайнозойской толщи до 5000 *м* и более.

По периферии впадины наблюдается складчатость мезо-кайнозойских отложений, усиливающаяся по мере приближения к горным сооружениям. В связи с этим граница между артезианским бассейном и окружающими его Тянь-Шаньской складчатой областью и Алайским гидрогеологическим массивом, по-видимому, очень сложна и должна условно проводиться по контакту неогеновых отложений с мезозойскими и палеогеновыми. Глубина залегания фундамента в осевой части бассейна весьма значительна; она измеряется километрами. Площадь артезианского бассейна составляет примерно 35 000 *км*^{2}; длина 350—400 *км*, ширина до 150—200 *км* (Б. А. Бедер).

Артезианские воды в меловых и третичных породах вскрыты глубокими скважинами (до 1000—2000 *м* и глубже) на северном крыле бассейна (Чартак, Чуст-Пап, Южный Аламышик, Избаскент и др.), на южном крыле (Айритан, Капчагай, Тузлук, Палванташ, Андижан, Северный Риштан, Чаур и др.) и в центральной части бассейна (ст. Ванновская, скважина глубиной 3503 *м* и скважина Центрально-Ферганская — более 3650 *м*).

О. К. Ланге в пределах Ферганской котловины выделяет четыре типа районов:

1) центральная равнинная часть бассейна, выполненная четвертичными отложениями;

2) адырная зона холмов, сложенная в основном с поверхности неогеном и четвертичными отложениями, представляет собой краевую часть (крылья) бассейна;

3) зона предгорий и передовых хребтов, сложенная по преимуществу мезо-кайнозойскими складчатыми толщами, — промежуточная зона между Ферганским артезианским бассейном и окружающими его складчатыми областями;

4) высокогорная зона, сложенная палеозойскими образованиями. Склоны гор этой зоны, обращенные к Ферганской котловине, совместно с зоной предгорий образуют внешнюю область питания Ферганского артезианского бассейна.

Вертикальная климатическая зональность Ферганской котловины проявляется в увеличении количества выпадающих атмосферных осадков, коэффициентов и модулей стока от дна котловины вверх по ее склонам. В связи с этим изменяются условия питания подземных вод атмосферными осадками.

В пределах Ферганского артезианского бассейна, по Б. А. Бедеру [1956] и Б. Б. Митгарц [1955], можно выделить несколько основных водоносных комплексов.

I водоносный комплекс — юрских песчано-глинистых континентальных отложений с прослоями и линзами углей. Мощность его от нескольких до сотен метров. Выходит этот комплекс на поверхность на юге и юго-востоке Ферганской впадины, где к нему приурочены слабо минерализованные источники гидрокарбонатного натриевого и сульфатного натриевого состава. Контакт с вышележащим комплексом несогласный.

II водоносный комплекс — меловых отложений — представлен переслаиванием пестроцветных песчаников, глин с подчиненными конгломератами, известняками, гипсом и ангидритом. В нижней части разреза преобладают терригенные, в верхней — галечные образования. Отложения — континентальные, морские, лагунные. На востоке меловые породы выходят на поверхность на обширных площадях, а на юге — вытянуты одной или несколькими прерывистыми полосами от Науката до Сулюкты. Общая мощность меловых отложений возрастает с запада на восток до 600 *м*.

На окраинах бассейна (в промежуточной зоне) воды комплекса питают многочисленные источники нередко значительного дебита. Минерализация вод до 10 *г/л*. Она повышается там, где источники связаны с лагунными отложениями. Состав вод тоже разнообразен.

В Северо-Восточной Фергане к меловым гипсоносным песчаникам приурочены источники солоноватой воды, в которой преобладают сульфаты и хлориды. Температура воды источников около 20°; их дебит до 2 *л/сек*.

В краевых частях бассейна (в адырной зоне) в меловых отложениях выявлено не менее пяти артезианских водоносных горизонтов, приуроченных к пластам известняков и песчаников. Они вскрыты глубокими скважинами (от 1000 *м* и глубже). Артезианские воды высокотемпературные, термальные, самоизливающие. Минерализация и состав их разнообразны — от солоноватых до рассолов. Так, например, вода из скважин Чаура и Чимиона (из известняка мощностью 80 *м*) имеет следующий состав:

$$M4{,}2\ \frac{Cl\,54\ SO_4\,42}{Na61\ Ca22\ Mg14};\ t\ 36°.$$

В Палванташе вода из песчаников с прослоями известняков и ангидритов мощностью около 200 *м*:

$$N_2+CH_4\,M242-247\ \frac{Cl\,100}{Na84-85\ Ca10-12};\ t\ 43-46°.$$

В адырной зоне Южной и Юго-Восточной Ферганы воды меловых отложений обычно имеют минерализацию от 20 до 45 *г/л*. В отдельных водоносных горизонтах она снижается до 1—10 *г/л*. При прослеживании отдельных водоносных горизонтов наблюдается увеличение минерализации с глубиной.

III водоносный комплекс — палеогеновых отложений — залегает согласно на верхнемеловых породах и пользуется широким распространением в краевых частях бассейна и в зоне предгорий. Представлен он толщей переслаивающихся глин и известняков с подчиненными им слоями гипсов, песка и песчаников общей мощностью 300—400 *м*. Отложения преимущественно морские, эпиконтинентальные. Наиболее водообильные эоценовые известняки. По типу и минерализации воды различны, от слабо солоноватых гидрокарбонатных натриевых до хлоридных натриевых крепких рассолов. На окраинах бассейна имеются многочисленные источники, обычно малодебитные, пресных и слабо солоноватых вод. В адырной зоне бассейна палеогеновый водоносный комплекс вскрыт глубокими (несколько сотен метров) скважинами и характеризуется наличием не менее шести-семи водоносных горизонтов, приуроченных к пластам известняков, песков и песчаников. Воды напорные, субтермальные и термальные (t до 40°), иногда переливают из скважин. Минерализация и состав палеогеновых артезианских вод изменяются в широких пределах, как это видно из следующих примеров [Бедер, 1955]:

Чонгара; пески среднего эоцена и олигоцена

$$H_2S\ 0{,}480—0{,}511\ M2{,}5\frac{Cl47\ HCO_3 41}{Na81\ Ca11};\ t\ 24°.$$

Чимион; из известняка с прослоями песка и песчаника

$$H_2S\ 0{,}211\ M6{,}1\ \frac{Cl\ 80\ HCO_3 11}{Na58\ Mg25\ Ca17};\ t\ 27°.$$

Чимион; из известняков

$$H_2S\ 0{,}110\ M19{,}4\frac{Cl\ 80\ SO_4 19}{Na59\ Ca21\ Mg19};\ t\ 29°.$$

Шорсу; известняки среднего эоцена

$$H_2S\ 0{,}96—0{,}107\ M87{,}5\frac{Cl\ 99}{Na82\ Ca11};\ t\ 28—30°.$$

Шорсу; загипсованные известняки палеоцена

$$H_2S\ 0{,}567—0{,}670\ M89{,}5\frac{Cl\ 97}{Na77\ Ca17};\ t\ 30—32°.$$

Андижан; олигоцен

$$M161\ \frac{Cl\ 100}{Na88};\ t\ 26°.$$

Андижан; из песчаников с прослоями ангидритов и глин; верхний эоцен

$$H_2S\ 0{,}150—0{,}700\ M114—165\ \frac{Cl\ 97—98}{Na80—86\ Ca10—12};\ t\ 26—29°.$$

Андижан; из известняков с прослоями гипса, мергеля, песчаников; средний эоцен

$$H_2S\ 0{,}50—0{,}145\ M160—180\ \frac{Cl\ 99—100}{Na82\ Ca10—11};\ t\ 27—31°.$$

Плаванташ; сводная формула состава вод палеоцена и эоцена

$$H_2S\ 0{,}025—0{,}483\ M188—206\ \frac{Cl\ 99}{Na76—83\ Ca\ 11—15};\ t\ 26—29°.$$

Артезианские воды палеогеновых отложений бассейна могут использоваться в лечебных целях и как сырье для химической промышленности.

Дебиты отдельных скважин Чимиона от 0,2 до 2 *л/сек.*

IV водоносный комплекс — песчано-глинистой толщи (олигоцен+миоцен) массагетского яруса. Мощность его свыше 2000 *м*. Этот комплекс характеризуется наличием многочисленных песчаных водоносных горизонтов. Он развит близ поверхности в адырной зоне и вскрыт скважинами в центральной части Ферганского бассейна. Водоносные горизонты залегают на глубинах 660—900 и до 2500—3000 *м* в зависимости от местоположения относительно центральной части бассейна. Комплекс водообилен; дебиты скважин при самоизливе значительны. По минерализации воды разнообразны — от солоноватых до рассолов (последние на глубине). В глубоких частях бассейна преобладают хлоридные кальциево-натриевые воды с йодом, бромом и др. Температура вод в зависимости от глубины водоносного горизонта изменяется в широких пределах, достигая 72°. Ниже приводятся формулы состава воды:

Избаскент:

$$M12\,\frac{Cl\,97}{Na77\,Ca19};\ t\ 49°.$$

Чуст-Пап:

$$M109-111\,\frac{Cl\,98}{Na82-83\,Ca12-13};\ t\ 42-55°.$$

Центральная Ферганская опорная скважина:

$$M86\,\frac{Cl\,100}{Na70\,Ca23};\ t\ 71°,5.$$

Чартак, сводная формула (по трем анализам):

$$M37-59\,\frac{Cl\,97-99}{Na54-67\,Ca29-33\,Mg10-13};\ t\ 47-54°.$$

Помимо лечебного и промышленного значения, эти воды могут использоваться как источники дешевой тепловой энергии.

V водоносный комплекс — песчано-глинистой толщи бактрийского яруса неогена (плиоцен). Комплекс развит в центральной части бассейна и его адырном обрамлении. Водоносные горизонты залегают на глубине от 300—500 до 700—900 *м* (более глубоко в центральной части Ферганской котловины). Комплекс водообилен; дебиты скважин при самоизливе составляют 10—12 *л/сек* (ст. Ванновская) и до 60 *л/сек* (дебит скважины промысла Избаскент). Температура подземных вод до 43°. Минерализация вод часто небольшая, менее 1 *г/л*, что позволяет широко использовать воды V комплекса для водоснабжения, ирригации, а отчасти и в лечебных целях. Для примера приводятся анализы вод из двух скважин:

Ст. Ванновская; из пласта песчаника мощностью 18 *м*

$$M0,64\,\frac{HCO_3 48\,SO_4 35\,Cl\,17}{Na90}\,SiO_2 20;\ t\ 42°,5.$$

Избаскент; скважина

$$M0,9\,\frac{HCO_3 37\,SO_4 32\,Cl\,31}{Na79\,Ca13};\ t\ 35°,5.$$

Из вышеизложенного видно, что Ферганский артезианский бассейн характеризуется широким развитием теплых и горячих вод на небольшой сравнительно глубине.

Артезианские воды главным образом вскрыты скважинами в районах нефтяных месторождений на глубинах от 200 до 1200 *м* и более. Отме-

чается постепенное увеличение общей минерализации воды одних и тех же водоносных горизонтов по мере их удаления от окраины бассейна к центру и погружения на глубину; соответственно уменьшается содержание сульфатов (Б. А. Бедер).

Воды нефтяных месторождений Ферганского бассейна по степени минерализации относятся к солоноватым, соленым и рассолам преимущественно хлоридного натриевого состава с повышенным содержанием кальция (хлоркальциевый тип, по В. А. Сулину). Содержание сульфатов в водах невелико, так же как и гидрокарбонатов. Содержание сероводорода в этих водах достигает 745 *мг/л* и более (Андижан). Температура вод также значительна — до 30° и более.

На месторождении Ким (Сель-Рохо) отмечено уменьшение минерализации по мере увеличения стратиграфической глубины залегания (В. А. Сулин). Воды месторождения относятся к хлоркальциевому типу. Минерализация вод второго[1] пласта составляет 423,64 *мг-экв*[2], а седьмого (нижнего) — 61,16 *мг-экв*. Соответственно понижению минерализации уменьшается содержание хлоридов и степень метаморфизации вод, определяемая величинами соотношений $\frac{rCl - rNa}{rMg}$ и $\frac{rNa}{rCl}$.

В водах II горизонта первое отношение составляет 2,48, а в VII горизонте — 1,1. Величина отношения $\frac{rNa}{rCl}$ соответственно повышается от 0,83 в водах II горизонта до 0,90 в водах VII горизонта.

Воды II и других верхних горизонтов характеризуются преобладанием хлоридов кальция над хлоридами магния, а воды VI—VII нижних горизонтов — обратным соотношением этих компонентов (В. А. Сулин). Однако уменьшение минерализации артезианских вод от более молодых к более древним отложениям, установленное для месторождения Ким, не является универсальным. Так, на другом нефтяном месторождении Ферганы (Шор-Су), по мере увеличения стратиграфической глубины залегания отдельных водоносных горизонтов вначале наблюдается уменьшение минерализации вод от 501,78 (второй пласт) до 296,58 *мг-экв* (шестой пласт), а затем увеличение ее до 358 *мг-экв* (седьмой пласт). При дальнейшем углублении минерализация вод изменяется мало (356,92 *мг-экв* восьмой пласт и 350,77 *мг-экв* девятый пласт).

Помимо солоноватых и соленых вод, в ряде мест бассейна вскрыты пресные артезианские воды удовлетворительного качества, пригодные для водоснабжения.

VI водоносный комплекс — четвертичных отложений — достаточно сложен. Снизу вверх среди образующих его пород выделяются (по Н. П. Васильковскому и Б. А. Бедеру):

а) древнечетвертичные конгломераты с подчиненными им галечниками первого (сохского) цикла отложений; гидрогеология их не выяснена;

б) галечники и пески второго (ташкентского) цикла с напорными самоизливающимися пресными холодными, иногда субтермальными водами (t 16—20°). Глубина их залегания в среднем до 300 *м*. Скважины переливают нередко с большим дебитом;

в) галечники и пески третьего (голодностепского) цикла отложений с холодными (t 14—16°) пресными напорными водами более высокого качества, чем предыдущие, нередко обусловливающими перелив скважин. Глубина залегания водоносных горизонтов этого цикла до 100—150 *м*.

Напорные артезианские воды отложений второго и третьего циклов приурочены к равнинной части бассейна. Они успешно используются для

---

[1] Счет пластам местный, всегда сверху вниз.

[2] Минерализация приводится в *мг-экв* [Сулин, 1948]

водоснабжения и ирригации. Некоторое представление о составе этих вод может дать нижеприведенная сводная формула:

$$M0{,}2-0{,}6\ \frac{HCO_3 63-36\ SO_4 41-34\ Cl\ 27}{Ca\,54-46\ Mg\,34-20\ Na\,29-12};\ t\,14-20^\circ.$$

Грунтовые воды четвертичных отложений Ферганского бассейна имеют исключительно большое хозяйственное значение. Ферганский бассейн является прекрасным примером отчетливо выраженной зональности грунтовых вод, типичной для многих межгорных котловин Средней Азии. Зона предгорных шлейфов и предгорных равнин развита в краевых частях бассейна; она хорошо выражена и в ее пределах прослеживаются все три подзоны: поглощения, выклинивания и погружения вод.

На конусах выноса этой зоны, нередко хорошо выраженных и достигающих значительных размеров (конуса рр. Исфары, Соха и др.), разместились крупные населенные пункты (Рават, Сары-Курган, Коканд и др.). Грунтовые воды в песках и галечниках этой зоны обильные, пресные, нередко напорные, во многих случаях обеспечивают самоизлив скважин.

Родники в зоне выклинивания обладают весьма значительным дебитом. Так, к юго-западу от г. Коканда некоторые родники имеют дебит более 1000 *л/сек* (О. К. Ланге).

Внутренняя часть бассейна представляет собой вторую зону — зону равновесия подземного стока и испарения. Обе зоны пересекаются рр. Сыр-Дарьей, Кара-Дарьей, Нарыном, с которыми связаны аллювиальные воды террас.

Грунтовые воды первой зоны преимущественно пресные или иногда слабо солоноватые. В подзоне постепенного погружения грунтовых вод к центральной части котловины происходит нарастание минерализации, связанное с миграцией вод в уже более или менее засоленных суглинках. Грунтовые воды второй зоны — в центральной части котловины залегают неглубоко от поверхности в пролювиальных и аллювиальных суглинках. Вследствие постоянно идущих здесь процессов засолонения, обусловленных интенсивным испарением воды из почв, грунтовые воды сильно минерализованы.

На свойственное естественным потокам грунтовых вод изменение состава и минерализации по мере движения потока под влиянием различных естественноисторических причин наложила отпечаток и хозяйственная деятельность человека, в результате которой резко нарушился естественный ход изменения химического состава грунтовых вод. В связи с этим в некоторых случаях наблюдаются весьма значительные колебания минерализации вод: снижение минерализации во время полива, вмывание солей в более глубокие слои, а затем нарастание минерализации после прекращения орошения.

В некоторых случаях происходит обратная миграция солей к поверхности почвы. В результате неправильной подчас эксплуатации ирригационных сооружений «огромные площади подвергаются засолению и требуют последующих мелиораций для освобождения от этих солей» [Ланге, 1947]. Минерализация нарастает, как пишет О. К. Ланге, за счет хлоридов и сульфатов с одновременным убыванием гидрокарбонатов; последние «почти совершенно вытесняются». Воды нередко становятся солеными.

Наибольшая минерализация грунтовых вод в пределах Ферганской котловины наблюдается в юго-восточной части Куйганъярской степи в Шаариханском районе (до 80—100 *г/л*); вода здесь превращается в рассол. Высокая минерализация грунтовых вод данного района обусловлена приуроченностью их к лёссовидным отложениям и налеганием последних на породы неогена, богатые растворимыми солями.

В аллювиальных галечниках центральных частей котловины содержится другой, более глубокий водоносный горизонт с напорной водой. В западной части Ферганского бассейна имеются скважины, также вскрывшие в галечниках напорную гидрокарбонатную воду; скважины переливают.

Грунтовые воды первой зоны Ферганского бассейна, в том числе и выходящие по периферии конусов выноса, питают многочисленные арыки и широко используются для водоснабжения и ирригации. Особенно большие перспективы имеет использование подземных вод конусов выноса, запасы которых велики. По предположению В. А. Гейнца, в летнее время возможен экстенсивный отбор этих вод и допустима некоторая сработка запасов в них воды за счет восстановления их в последующее (зимнее) время.

Заключение. Заканчивая рассмотрение гидрогеологии Средней Азии и Восточного Казахстана, необходимо еще раз подчеркнуть, что эта обширная территория представляет собой систему больших и малых артезианских бассейнов, протягивающихся от Алакульского бассейна на востоке до Закаспийского и Красноводско-Мангышлакского на западе. Несмотря на различие размеров и ряд индивидуальных особенностей, все бассейны объединяет единство геологического строения и геологической истории. На складчатом палеозойском фундаменте повсюду лежат мезо-кайнозойские отложения, составляющие чехол бассейнов, его существо. Все бассейны Средней Азии молодые, формирование водоносных горизонтов которых началось в основном в юрское и меловое время. Намечается некоторая общность в строении поверхности рельефа бассейнов. От приподнятых окраин поверхность земли полого погружается к центру бассейнов, обусловливая центростремительное направление стока подземных вод и течения редких транзитных рек. Большая часть территории бассейнов занята пустыней. Эоловые пески пустыни преобладают в центральных частях бассейнов: пески Алакульского бассейна сменяются на западе песками Сары-Ишикотрау и Таукум Прибалхашья, а далее следуют пески Муюнкум Чуйского бассейна, Приаральские Каракумы, Кызылкумы, Каракумы (Туркменские) и т. д. до песков Закаспийского артезианского бассейна включительно.

Общей чертой всех бассейнов является то, что они приурочены к бессточным котловинам и впадинам и являются типичными бессточными бассейнами пустынных областей, ибо подземные и поверхностные воды этих бассейнов не имеют выхода из их пределов и весь сток расходуется на испарение. Отсюда и направленность гидрогеологических процессов в бассейнах такова, что они приводят к засолению подземных и поверхностных вод под влиянием интенсивного испарения, роль которого в этом процессе первостепенна. Следствием является развитие засоленных почв, солончаков, шоров, соленых озер и т. п. Этому же во многом способствуют эоловые процессы переноса и отложения солей, приобретающие здесь исключительное значение. Нельзя забывать и большого распространения гипсоносных и соленосных фаций в мезо-кайнозойских отложениях, соли которых сносятся в пустыню поверхностными и подземными водами.

Артезианские бассейны окружены складчатыми областями. Холмистая и невысокая их поверхность на севере и западе достигает исключительно высоких отметок на востоке и юго-востоке страны. Роль этих горных сооружений в формировании и режиме подземных вод исключительно велика. Складчатые области в пустыне и на ее окраинах, особенно восточных, являются главными аккумуляторами влаги и поставщиками воды в пустыню. Чем выше горные сооружения, тем больше воды собирается на их поверхности, тем больше стекает воды в пустыню. На высочайших вершинах Памира, Тянь-Шаня и др. основная масса влаги аккумулируется зимой.

Замечательной особенностью Средней Азии является то, что переход от горных областей к пустыне происходит через важную гидрогеологическую зону подгорных шлейфов и предгорных равнин, которая представляет собой огромный резервуар, регулирующий сток пресных подземных вод, снабжающий водой все население оазисов и отдающий излишки воды в пустынные части территории артезианских бассейнов.

Средняя Азия и Восточный Казахстан поражают своими контрастами. Здесь имеются глубочайшие в СССР впадины, как, например, Карагие (Батыр) с отметкой 132 *м* ниже уровня океана (п-ов Мангышлак) и высочайшие в СССР вершины гор — пик Сталина с отметкой 7495 *м* (Памирская область) и пик Победы — 7439 *м* (Тянь-Шаньская область); безводные знойные пустыни Закаспия и Приаралья с количеством выпадающих осадков 100 *мм* и менее сменяются высокогорными холодными пустынями Восточного Памира и Тянь-Шаня. Вместе с тем один пояс пустынь (нижний) от другого (верхнего) отделен хорошо орошаемыми передовыми и окраинными хребтами горных сооружений с количеством выпадающих на их склонах осадков до 1000 *мм* в год и более. Заболоченные площади в низовьях р. Чирчика, в поймах и дельтах рр. Аму-Дарьи, Сыр-Дарьи и др. располагаются по соседству с песчаной и глинистой безводной пустыней. Плоские низменности Приаралья сменяются сильно расчлененным высокогорным рельефом Памиро-Алайской горной области и Тянь-Шаня

Различны состав и возраст отложений Средней Азии, различны древние (Центральный Казахстан) и молодые (Памир) тектонические структуры отдельных ее территорий — все это наложило на ее гидрогеологию особый отпечаток. В пустыне можно видеть сухие барханные пески, огромные площади засоления и заболачивания и буквально рядом цветущие оазисы. На периферии многочисленных конусов выноса, в зоне предгорных шлейфов вода изливается в виде тысяч (нередко очень мощных) источников — подземные резервуары не могут вместить огромного количества воды, движущейся с гор; но в вершинах конусов ее приходится доставать иногда с глубины 60 *м* и более, а на возвышенностях Бадхыз и Карабиль и с глубины свыше 200 *м*. Артезианские бассейны с огромными запасами горячих вод: Ферганский, Сыр-Дарьинский, Аму-Дарьинский, Закаспийский, территории Западной Туркмении, с самыми теплыми грунтовыми водами сменяются пространствами, где распространена «вечная мерзлота» и ископаемые льды Памира и где температура подземных вод такая же, как и на крайнем северо-востоке Сибири (около 0°). Грунтовые и поверхностные воды в одних местах текут с суши в Каспийское море, в других — воды Каспийского моря фильтруются в Закаспийский артезианский бассейн, а через пролив поверхностным потоком поступают в Кара-Богаз-Гол, где целиком расходуются на испарение. Местами в горах имеются соленые озера, небольшие соленые реки и весьма значительные скопления соленых подземных вод и рассолов, а вместе с тем в низменной пустыне обнаружены «массивы» пресных подземных вод. Горячие ключи встречаются рядом с ледниками высоких гор. Источники появляются как в глубоких родниковых воронках Алакульского артезианского бассейна или в Южно-Таджикской гидрогеологической области, так и на буграх, ими созданных (чоколахи — в Кызылкумах). Пресные артезианские горизонты залегают под солеными в Чуйском, Илийском бассейнах, в Приташкентском районе Сыр-Дарьинского бассейна.

Разнообразие гидрологических и гидрогеологических условий таково, что наряду с районами, где население преимущественно пользуется поверхностными водами, есть и такие, где население эксплуатирует исключительно подземные воды (Кызылкумы, Каракумы).

Очень разнообразны минерализация и состав вод, используемых населением для питья, лечебных целей и водопоя скота. Питьевые и водопой-

ные нормы вод пустыни свидетельствуют о том, что население приспособилось к природной гидрогеологической обстановке. Так, для питья используются воды с минерализацией до 3 *г/л*; для водопоя верблюдов до 7—8 *г/л*, а для каракулевых овец (взрослого поголовья) используется вода с минерализацией 10—12 *г/л*, но при отсутствии в воде солей магния.

Старое представление о пустынях Средней Азии, как о безводных районах, уступило новому. Выяснилось, что на территории пустынь Средней Азии находятся обширные и сложные по структуре бассейны грунтовых и артезианских вод, разнообразных по ресурсам и качеству. На южных и восточных окраинах пустынь, в зоне подгорных шлейфов и предгорных равнин, имеются значительные запасы пресных грунтовых, а местами и артезианских вод, которые широко используются населением.

ГЛАВА VI

СИБИРЬ И ДАЛЬНИЙ ВОСТОК

АРТЕЗИАНСКИЕ БАССЕЙНЫ

ЗАПАДНО-СИБИРСКИЙ АРТЕЗИАНСКИЙ БАССЕЙН

Западно-Сибирский сложный артезианский бассейн приурочен к обширной низменности. Он граничит на западе с Уралом, на юге — с Казахской, Саяно-Алтайской и на востоке с Саяно-Енисейской складчатыми областями. На севере граница проходит вдоль берегов о. Вайгач и Новой Земли. Западно-Сибирский артезианский бассейн на северо-востоке соединяется с Хатангским, на востоке — с Тунгусским, на юго-востоке — с Канским и на юго-западе — с Тургайским артезианскими бассейнами. Дренируется его территория системами Оби, Енисея (рис. 12).

В строении бассейна участвуют докембрийские и палеозойские образования, смятые в складки, составляющие его фундамент на большей части территории Западной Сибири. На Северо-Востоке Сибири фундамент сложен лишь докембрийскими кристаллическими образованиями, тогда как палеозойские отложения составляют нижнюю часть осадочного покрова бассейна.

Поверхность фундамента погружается от окраин бассейна к внутренним его частям, где находятся наиболее глубокие впадины: Омская, система обских впадин и многие менее глубокие—Иртышская, Кулундинская, Барнаульская и др.

На фундаменте, а на северо-востоке Сибири на породах нижнего палеозойского водоносного яруса, лежит толща мезо-кайнозойских отложений, мощность которой в центральных частях бассейна достигает 3000 *м* и более. Сложена она существенно песчано-глинистыми отложениями: морскими, континентальными, лагунными.

Основными водоносными комплексами бассейна являются юрский, нижнемеловой, верхнемеловой, палеогеновый, неогеновый и четвертичный. Водоносные горизонты этих комплексов представлены преимущественно песками и рыхлыми песчаниками; подчиненное значение имеют опоки, галечники и другие породы.

На огромной территории Западно-Сибирского артезианского бассейна по гидрогеологическим условиям можно выделить:

1. Северо-западное крыло.
2. Западное крыло.
3. Тобольский артезианский бассейн (юго-западная часть).
4. Иртышский артезианский бассейн (южная часть).
5. Кулундино-Барнаульский артезианский бассейн (крайний юг).
6. Чулымский артезианский бассейн (юго-восточная часть).
7. Восточное (Енисейское) крыло.
8. Обский артезианский бассейн (центральная часть).
9. Прикарский артезианский бассейн (северная часть).

Северо-западное крыло бассейна

Северо-западное крыло артезианского бассейна примыкает к Полярному, Приполярному и северной части Северного Урала. Оно протягивается от Байдарацкой губы на севере до района Березово и бассейна р. Северной Сосьвы на юге. Район дренируется долинами рек, стекающих с горных сооружений Урала. На юге его находятся редкие острова зоны многолетней мерзлоты. К северу они увеличиваются в размерах и сливаются в таликовую мерзлую зону, в которой установлено от двух до трех ярусов межмерзлотных таликов. Мощность мерзлой зоны на севере 200—300 *м*.

Поверхность фундамента бассейна погружается в восточном направлении палеозойские известняки и диабазы скважинами были вскрыты в пределах Тольинского буроугольного месторождения на глубине 60—200 *м*; на северо-востоке, в Березово — 1260—1400 *м*. Далее на восток фундамент погружается на глубину 1500—2500 *м* и более. Поверхность фундамента неровная. Она образует выступы — валы, и впадины — прогибы.

Подземные воды фундамента [Андреев, 1956] были выявлены при разведке Тольинского месторождения в палеозойских известняках. Водообильность этих пород характеризуется дебитами скважин в 0,1—2,3 *л/сек* (при самоизливе). Напор над кровлей водоносного горизонта 130—180 *м*. Температура воды 3—4°, минерализация 0,2—0,3 *г/л*, состав — гидрокарбонатный, натриево-магниевый.

Слабо водоносны диабазовые породы фундамента, в которых пресные напорные воды были вскрыты на глубине около 100 *м*. Дебит одной из скважин (при самоизливе) порядка 0,07 *л/сек*. Большинство скважин воды в диабазах не обнаружили, что свидетельствует о малой водоносности пород фундамента в той его части, которая сложена изверженными породами.

На поверхности фундамента, в понижениях, залегают юрские, на выступах — меловые отложения.

I водоносный комплекс — песчано-глинистых средне- и верхнеюрских отложений морского и континентального происхождения—на западе района местами выходит по долинам рек и вскрыт скважинами в пос. Усть-Манья по р. Северной Сосьве и по

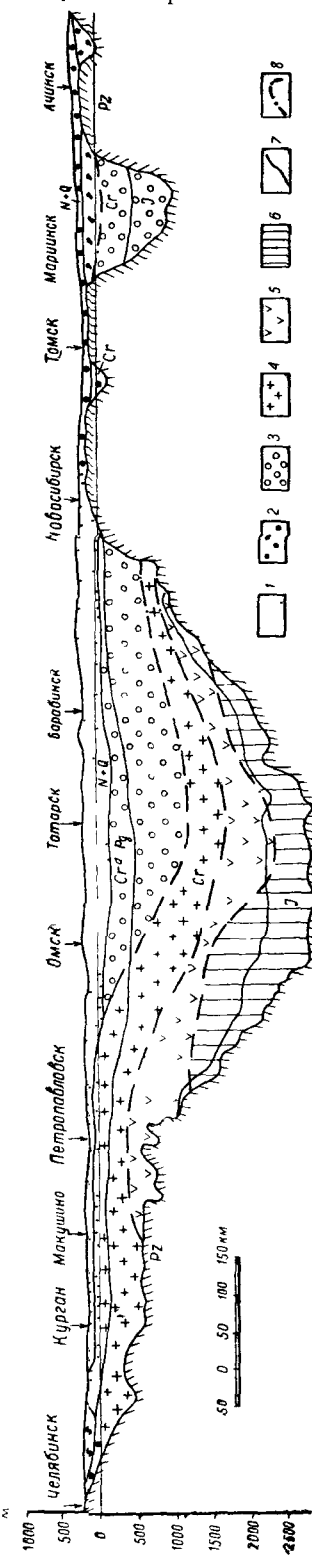


Рис. 12. Схематический гидрохимический разрез через Западно-Сибирский артезианский бассейн
Составили М. С. Гуревич и Н. А. Петрова, 1956

1—зона Д (минерализация вод пестрая); *2*—зона А (минерализация вод до 1 *г/л*), *3*—подзона $Б_3$ (минерализация вод до 3 *г/л*), *4*—зона Б (минерализация вод до 10 *г/л*), *5*—подзона $Б_2$, *6*—зона В (минерализация вод до 20 *г/л*), *7*—стратиграфические границы *8*—границы гидрохимических зон

р. Толья. Комплекс характеризуется наличием песчаных водоносных горизонтов, переслаивающихся с глинами. Более водообильна нижняя песчано-гравийная свита, менее водоносна верхняя (продуктивная) свита песчано-глинистая с пластами бурых углей. Общая мощность комплекса свыше 100—150 *м*. Водоносные горизонты в песчано-гравийной толще вышеуказанных районов залегают на глубинах 100—120 *м*, отличаются большой водообильностью, обеспечивая самоизлив скважин с дебитом до 10 *л/сек*. В среднем дебит скважин при самоизливе около 7 *л/сек*. Воды юрского комплекса пресные, гидрокарбонатные кальциевые, как это видно из нижеприводимой сводной формулы [Андреев, 1956].

$$N_2 \text{ и } N_2+CH_4\ M\,0{,}3-0{,}4\ \frac{HCO_3\,75-87\ Cl\,11\ SO_4\,5}{Ca\,77\ (Na+K)\,13\ Mg\,10};\ t\ 2{,}1°.$$

Пески верхней продуктивной толщи слабо водоносны и характеризуются дебитом скважин при самоизливе 0,4 *л/сек*. Воды пресные.

Состав артезианских вод I комплекса в пос. Усть-Манья с глубины 50—100 *м* и более разнообразен, как это видно из следующей сводной формулы:

$$M\ 0{,}36-0{,}38\ \frac{HCO_3\,79-76\ Cl\,17-16\ SO_4\,8-4}{Ca\,75-22\ (Na+K)\,73-8\ Mg\,17-4}.$$

II водоносный комплекс — нижнемеловых песков, песчаников, алевролитов, аргиллитов и глин — выходит на поверхность на западе района и несколькими скважинами вскрыт на востоке (Березово, Салехард). Подземные воды комплекса в основном приурочены к пескам и песчаникам. По берегам рек они питают малодебитные (до 0,5 *л/сек*) источники. Состав вод примерно таков:

$$M\,0{,}2-0{,}5\ \frac{HCO\ 85\ SO_4\,10\ Cl\,5}{Ca\,70\ Mg\,19\ (Na+K)\,11};\ t\ 4°.$$

К востоку меловые отложения постепенно погружаются, в связи с чем ухудшаются условия водообмена, возрастает минерализация воды, меняется ее состав. Так, например, в Салехарде было вскрыто несколько водоносных горизонтов. Для одного из них, представленного песками, залегающими непосредственно на морских глинах валанжина, артезианские воды характеризовались (в интервале глубин 201—237 *м*) жесткостью 9 *мг-экв* и следующим составом [Лазаренков, 1956]:

$$M\ 4{,}3\ \frac{Cl\,98\ HCO_3\,2}{(Na+K)\,86\ Ca\,8\ Mg\,6}\ Br.$$

Еще более высокая минерализация вод установлена в г. Березово, где было выявлено месторождение горючих газов и где нижнемеловые породы опробованы на значительно большую глубину, чем в Салехарде — в интервале 587—1318 *м*. Залегают они непосредственно на кристаллическом фундаменте. Мощность их до 730 *м*. В нижнемеловом комплексе г. Березово установлено много водоносных горизонтов, объединяемых в пять групп. Удельный дебит скважины составляет сотые и тысячные доли литров в секунду; общий дебит при самоизливе до 0,5 *л/сек*. Температура воды на изливе 14°. Сводная формула состава нижнемеловых вод Березовской опорной скважины приведена ниже [Андреев, 1956]:

$$CH_4;\ M\,12-16\ \frac{Cl\,98-99\ HCO_3\,1-2\ SO_4\,0\,5}{(Na+K)\,88-91\ Ca\,7-11\ Mg\,2-3}\ J,\ Br,\ NH_4;\ t\ 25-52°.$$

Минерализация и температура вод комплекса возрастает с глубиной.

III водоносный горизонт — верхнемеловых песчано-глинистых отложений — мало изучен. В 20 *км* к северу от г. Березово в интервале глубин 370—380 *м* были вскрыты водоносные верхнемеловые песчаники. Дебит скважины при самоизливе 0,1 *л/сек*, минерализация воды

9 *г/л*, состав хлоридный, кальциево-натриевый. В воде обнаружены йод и бром.

IV водоносный комплекс—палеогеновых песчано-глинистых отложений с подчиненными им опоками, диатомитами. Водоносны пески и опоки. Дебит скважин выражается десятыми долями литра в секунду. На западе района воды пресные; на востоке, в области погружения палеогеновых пород, видимо, солоноватые.

V водоносный комплекс неогеновых глинистых пород, песков и галечников в гидрогеологическом отношении не изучен.

VI водоносный комплекс — четвертичные отложения различного состава и происхождения. В районе ст. Обская вскрыты межмерзлотные артезианские воды в ледниковых песках на глубине около 120 *м*. Мощность водоносного горизонта 16 *м*. Дебит скважины при самоизливе до 4 *л/сек*. Минерализация воды 0,09 *г/л*, жесткость 1 *мг-экв*.

Восточнее ст. Обской, в Салехарде, вскрыт межмерзлотный водоносный талик в древнеаллювиальных кварцевых песках с линзами гравия. Мощность водоносного горизонта 15—25 *м*. Дебит скважины до 3 *л/сек*. Минерализация воды около 0,1 *г/л*, жесткость 1 *мг-экв*.

Пресные надмерзлотные воды вскрыты в подрусловых таликах многих рек левобережья нижнего течения р. Оби. Ширина подрусловых таликов обычно не превышает ширины пойменной части долины, а глубина, по данным Г. В. Лазаренкова, 12—20 *м* и более. Под малыми водотоками мощность подрусловых таликов уменьшается до 8—10 *м*, а возле р. Оби мерзлая зона не обнаружена (при вскрытой мощности талых пород до 40 *м*). Воды пресные. В долинах р. Соби и др., стекающих с Урала, в аллювиальных песках, гравиях, галечниках вскрыты пресные подрусловые воды. Дебит скважин местами значителен.

Западное крыло бассейна

Западное крыло охватывает Центральное Зауралье. Оно протягивается от Березовского района до бассейна р. Исети включительно и примыкает на западе к Среднему Уралу и южной части Северного Урала. Территория района дренируется системой рек, стекающих с Урала и впадающих в Тобол и Иртыш. В строении бассейна принимают участие палеозойские складчатые образования и залегающие на них мезо-кайнозойские отложения. Слагающие фундамент бассейна палеозойские породы выходят на поверхность на склонах Уральских гор и полого погружаются на восток, к центральной части Западной Сибири, опускаясь на глубину до 2500 *м* и более.

В пределах западного крыла бассейна развиты все основные водоносные комплексы: юрский (преимущественно на востоке), нижне- и верхнемеловой, палеогеновый, неогеновый и четвертичный. К востоку происходит погружение водоносных комплексов, увеличивается их суммарная мощность (до 2500 *м*) и число водоносных горизонтов (до 10—15), приуроченных к песчаникам, пескам, алевролитам, переслаивающимся с глинами. Подчиненное положение в разрезе занимает водоносный горизонт трещиноватых опок палеогена.

От западной границы бассейна на восток, по мере погружения водоносных горизонтов, возрастает минерализация подземных вод — от пресных до соленых. Изменяется состав их: из гидрокарбонатных кальциевых через гидрокарбонатные натриевые, сульфатно-гидрокарбонатные они переходят в гидрокарбонатно-хлоридные и хлоридные натриевые (М. С. Гуревич, В. Ф. Ковалев, О. В. Равдоникас). Одновременно изменяется и состав растворенных газов: от азотных воздушного происхождения — на западе, к метановым биохимического происхождения — на востоке.

Отмечено чрезвычайно пологое падение пьезометрической поверхности вод на восток, указывающее на крайне медленный сток артезианских вод в восточном и северо-восточном направлениях. Большие напоры обеспечивают перелив скважин, вскрывших глубокие водоносные горизонты. Однако производительность скважин обычно невелика. Минерализация воды с глубиной в восточной части района возрастает от пресных до слабо соленых вод. На западе же (для Тюменского района) общая закономерность возрастания минерализации вод с глубиной нарушается, ибо в средней части разреза между горизонтами слабо соленых вод с минерализацией свыше 10 *г/л* вклиниваются горизонты солоноватых вод с минерализацией всего в 5—8 *г/л* (О. В.Равдоникас).

Зона пресных грунтовых и верхних артезианских пресных горизонтов приурочена к четвертичным и отчасти к неогеновым отложениям. Мощность этой зоны в районе Тюмени порядка 100—150 *м*. Наличие в пределах зоны пресных вод нескольких водообильных горизонтов песков и песчаников обеспечивает возможность водоснабжения крупных населенных пунктов. На западной окраине района пресные подземные воды встречены также в меловых отложениях и в породах фундамента.

На большей части рассматриваемой территории меловые и палеогеновые водоносные комплексы лежат под мощной толщей третичных глин, аргиллитов и плотных алевролитов (до 700 *м* мощностью), практически водоупорных. Поэтому меловые и палеогеновые, а на востоке и юрские водоносные горизонты находятся большей частью в зоне затрудненного водообмена. Этому способствует и малый врез гидрографической сети. Пресные воды в палеогене и меловых отложениях наблюдаются только на западной окраине района.

Все вышеизложенное позволяет рассматривать западное крыло как своеобразный артезианский склон.

Тобольский артезианский бассейн

Тобольский артезианский бассейн приурочен к плоскому прогибу поверхности фундамента; ось прогиба погружается к северо-северо-востоку от Кустанайского вала на глубину до 500—600 *м*. Палеозойские породы выходят на поверхность на западной (уральской) и на восточной (казахстанской) окраинах Тобольского бассейна.

Бассейн характеризуется наличием двух основных артезианских горизонтов пресных вод — в меловых рыхлых песчаниках и третичных опоках. Территория его дренируется системой р. Тобола. Общий сток поверхностных и подземных вод направлен на северо-восток, в сторону Западно-Сибирской низменности. На юге Тобольский артезианский бассейн отделяется Кустанайским валом от Тургайского бассейна (последний входит в систему артезианских бассейнов Приаралья). Кустанайский вал является естественным водоразделом поверхностных, грунтовых и артезианских вод. На севере Тобольский артезианский бассейн открыт, и воды его сливаются с водами тюменского гидрогеологического района Зауралья.

Своеобразной особенностью Тобольского артезианского бассейна является наличие небольших артезианских бассейнов, погребенных под меловыми отложениями и сложенных песчано-глинистыми континентальными угленосными толщами рэт-лейаса. Примером их может служить Челябинский буроугольный бассейн, где с глубиной наблюдается смена пресных вод солоноватыми и солеными хлоридными кальциево-натриевыми.

Иртышский артезианский бассейн

Иртышский артезианский бассейн приурочен к Омской впадине и охватывает площадь бассейна р. Иртыша ниже г. Павлодара. На западе он примыкает к Тобольскому бассейну и Тюменской части западного

крыла. Западная граница бассейна остается, следовательно, несколько неопределенной. Южная — проводится по контакту третичных отложений со складчатыми палеозойскими толщами Центрального Казахстана. Она достаточно отчетливо прослеживается от Кокчетавских высот, примерно до района г. Павлодара. Далее от г. Павлодара она поворачивает на северо-восток к г. Славгороду и следует на г. Камень на Оби по Каменскому поднятию фундамента. Восточная граница бассейна условна и проводится по водоразделу бассейна Иртыша и Оби, от района Новосибирска на северо-запад. Она отделяет бассейн стока поверхностных, грунтовых и верхних артезианских вод Иртышского бассейна от стока в Обский бассейн. Эта граница примерно совпадает с намечающимся по географическим данным пологим поднятием фундамента, отделяющим Омскую впадину от системы глубоких обских впадин фундамента. Положение западной и северной границы Иртышского бассейна в дальнейшем должно уточниться.

Бассейн слагают мезо-кайнозойские породы, залегающие на неровной поверхности складчатых палеозойских образований фундамента, которые выходят на поверхность на юге, в пределах Центрального Казахстана, и на юго-востоке (Каменское поднятие). Наиболее глубоко фундамент залегает в Омской впадине (до 3000 *м* и более).

Подземные воды в палеозойских породах фундамента были вкрыты скважинами в разных частях бассейна на различных глубинах. При этом намечается закономерное повышение минерализации и изменение состава вод от южных окраин бассейна, где фундамент залегает сравнительно неглубоко, на север и северо-запад по мере его погружения. Так, например, пресные воды палеозойских пород вскрыты на юго-востоке бассейна (ст. Коченево), на юго-западе его (в районе Кокчетавского погружения) и на юге (Славгородская опорная скважина), где в кристаллических породах была вскрыта вода с минерализацией 0,69 *г/л*; состав ее сульфатно-гидрокарбонатный натриевый. Удельный дебит скважины 0,02 *л/сек.*

В совхозе Ворошиловградском в интервале глубин 74—82 *м*, в палеозойских порфиритах вскрыты солоноватые воды с минерализацией 5,9 *г/л* хлоридно-сульфатного состава. Удельный дебит скважины 0,04 *л/сек.* В совхозе Краснокутском (к северо-западу от Славгорода) в песчано-сланцевой толще на глубине 167 *м* вода характеризовалась минерализацией 6,7 *г/л* и хлоридным натриевым составом. Дебит скважины 0,24 *л/сек.*

Значительно более высока минерализация вод фундамента в Омской впадине. Здесь при совместном опробовании нижнеюрских песчано-сланцевых отложений и пород фундамента в интервале глубин 2830—3001 *м* (Омская опорная скважина) приток воды в скважину был небольшим. Минерализация воды 31 *г/л;* состав хлоридный кальциево-натриевый с бромом, йодом и углекисло-метановыми газами.

Вышеприведенные данные подтверждают слабую водоносность пород фундамента и наличие в них вод различного состава и минерализации. Зона пресных вод в породах фундамента находится на окраинах бассейна (Каменское поднятие, Славгородский вал, район погружения Кокчетавских гор). Соленые и солоноватые воды вскрываются в Омской впадине. Намечается так же асимметрия левого — казахстанского и правого — каменского склонов фундамента. Она выражается в том, что казахстанский склон фундамента круче, а солоноватые воды в нем встречены на значительно меньших глубинах, чем в пределах пологого каменского склона.

I водоносный комплекс Иртышского бассейна — юрские песчаники, алевролиты, аргиллиты с прослоями эффузивов в нижней части разреза, с присутствием бурых углей и преобладанием глин — в верхней. Встречается он в глубоких депрессиях фундамента. Общая мощность комплекса в Омской впадине около 700 *м*, она уменьшается на

окраинах впадины. Водопритоки в скважины незначительные. Минерализация вод 15—25 *г/л*, состав хлоридный кальциево-натриевый с наличием брома, йода. Отмечается возрастание минерализации в северо-западном направлении по мере погружения пород. В том же направлении возрастает газонасыщенность вод, упругость растворенных газов и происходит замещение метаново-азотных газов метановыми.

II водоносный комплекс — нижнемеловые пески, песчаники, с подчиненными прослоями алевролитов, аргиллитов, глин, мергелей. К северу и северо-западу от Омска песчаные отложения замещаются глинами. В верхней части комплекса глины преобладают. Общая мощ-

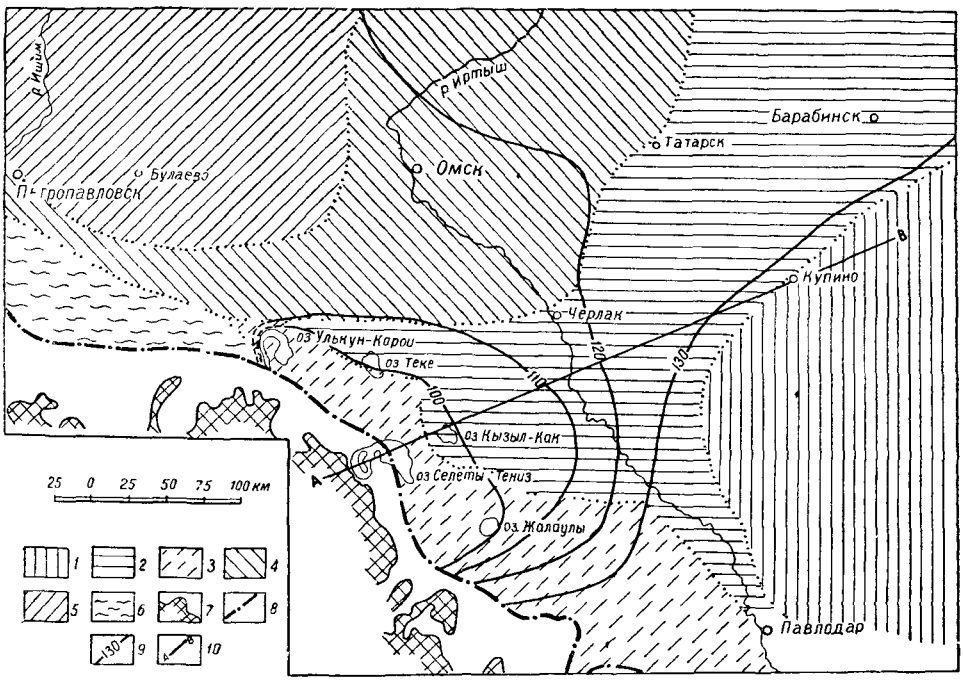


Рис. 13. Карта распространения водоносного комплекса апт (?)—сеноманских отложений Западно-Сибирской платформы
Составил С. В. Егоров, 1957

1—площадь распространения пресных азотных сульфатно гидрокарбонатных натриевых вод с минерализацией до 1 *г/л*, *2* площадь распространения слабо солоноватых азотных и углекисло-азотных гидрокарбонатных и хлоридно гидрокарбонатных натриевых вод с минерализацией от 1 до 3 *г/л*, *3*—площадь распространения солоноватых азотных сульфатно хлоридных натриевых вод с минерализацией от 3 до 5 *г/л*; *4*—площадь распространения сильно солоноватых преимущественно хлоридных натриевых вод с минерализацией от 3 до 10 *г/л*, *5*—площадь распространения солевых, преимущественно азотно-метановых натриевых вод с минерализацией свыше 10 *г/л*, *6*—площадь распространения преимущественно глинистых разностей комплекса, *7*—границы выходов пород фундамента артезианского бассейна на поверхность, *8*—предполагаемая граница распространения водоносного комплекса, *9*—гидроизопьезы подземных вод; *10*—линия гидрогеологического профиля

ность нижнемеловых отложений — несколько сотен метров. В глубоких впадинах фундамента этот комплекс лежит на юрских породах, а на склонах и выступах — непосредственно на фундаменте. Удельные дебиты скважин выражаются сотыми и тысячными, редко десятыми долями литра в секунду, что свидетельствует о слабой водоносности пород II комплекса. Отмечается увеличение минерализации воды с глубиной по вертикали и по падению комплекса от южных окраин бассейна к Омской впадине. В общем минерализация вод нижнемелового комплекса колеблется от 2,6 (Ипатовская) до 24 *г/л* (Омск). Состав воды изменяется вместе с минерализацией от азотного гидрокарбонатно-хлоридного натриевого (Ипатовская) до метанового хлоридного кальциево-натриевого (Омск). Температура воды 28° (Ипатовская), 50—60° (Омск). Упругость газа

увеличивается от южных окраин бассейна на север по мере погружения водоносного комплекса.

III водоносный комплекс — верхнемеловых песков, песчаников, алевролитов и глин — характеризуется наличием нескольких водоносных горизонтов (рис. 13). Общая мощность комплекса выражается многими сотнями метров. Мощность отдельных пачек водоносных песков до 100 *м*. От нижележащего нижнемелового комплекса III комплекс отделяется мощной толщей глин, залегающих в верхней части нижнемеловых толщ. Удельные дебиты скважин выражаются десятыми и сотыми долями, реже единицами литров в секунду. Дебит отдельных скважин достигает 15 *л/сек* (совхоз Краснокутский). Отмечены переливы воды.

Минерализация верхнемеловых вод изменяется по мере возрастания глубины опробования водоносного комплекса — по вертикали и с погружением его в Омскую впадину; она увеличивается также с востока (правобережье Иртыша) на запад (левобережье Иртыша), от 0,6 (Славгород) до 9,7 *г/л* (Омск). По составу артезианские воды верхнемеловых отложений изменяются от азотных сульфатно-гидрокарбонатных натриевых (Славгород) с минерализацией 0,6 *г/л* (глубина свыше 400 *м*) до азотных гидрокарбонатных натриевых (Барабинск, глубина 800 *м*) с минерализацией 1,7 *г/л* (глубина 800 *м*) и азотных хлоридно-гидрокарбонатных натриевых (Амангельды) с минерализацией 1,4 *г/л* (глубина свыше 500 *м*).

С повышением минерализации состав воды изменяется от гидрокарбонатно-хлоридного натриевого (Ипатовская структура, глубина свыше 990 *м*, минерализация воды 1,8 *г/л*) до азотного сульфатно-хлоридного натриевого (Краснокутская, глубина свыше 80 *м*, минерализация воды 3,4 *г/л*). Наконец, в Омске вода углекисло-азотная хлоридная кальциево-натриевая с минерализацией 6,7—9,7 *г/л*. В более низких водоносных горизонтах верхнего мела наряду с некоторым возрастанием минерализации отмечается смена азотных газов метановыми.

Поток артезианских вод верхнемелового комплекса, судя по характеру наклона пьезометрической поверхности, построенной С. Г. Бейромом и Е. В. Михайловой [1955], а позднее С. В. Егоровым (рис. 14), направлен от Алтая на север, северо-запад и запад. В западном направлении намечаются отдельные очаги разгрузки меловых вод, приуроченные к глубоким котловинам озер Кызылкак, Селетытенгиз, Жалаулы и Теке. На казахском крыле бассейна движение подземных вод происходит с юга на север и северо-восток (Егоров, 1958).

Дно упомянутых озерных котловин лежит ниже современного дна долины р. Иртыша. Так, например, дно котловины оз. Теке имеет отметки плюс 28 *м* и менее, оз. Селетытенгиз — плюс 64 *м*, при общей высоте поверхности окружающей степи 100—200 *м* и более и отметках уровня воды в р. Иртыше от 144 (у с. Семиярского) до 69 *м* (у г. Омска).

IV водоносный комплекс — палеогеновых и нижнемиоценовых отложений — представлен в нижней части преимущественно морскими глинами, опоковидными глинами, опоками, трепелами, диатомитами с подчиненными им прослоями и линзами песков, песчаников, при резком преобладании глин в некоторых районах бассейна. В верхней части разреза (средний и верхний олигоцен, нижний миоцен) преобладают континентальные пески, алевролиты, глины с подчиненными им лигнитами.

Верхняя часть комплекса более водоносна, тогда как нижняя часть его скорее может рассматриваться как водоупорное основание, отделяющее IV водоносный комплекс от III. Мощность IV комплекса от немногих десятков до шестисот метров и более. Число и мощность песчаных водоносных прослоев и линз увеличивается с приближением к области Казахского мелкосопочника. Удельный дебит скважин, вскрыв-

ших водоносный комплекс, изменяется в широких пределах — от тысячных долей до 1 *л/сек.*

Минерализация подземных вод на юго-востоке правобережной части р. Иртыша обычно 1—3 *г/л.* Воды по составу углекисло-азотные, суль-

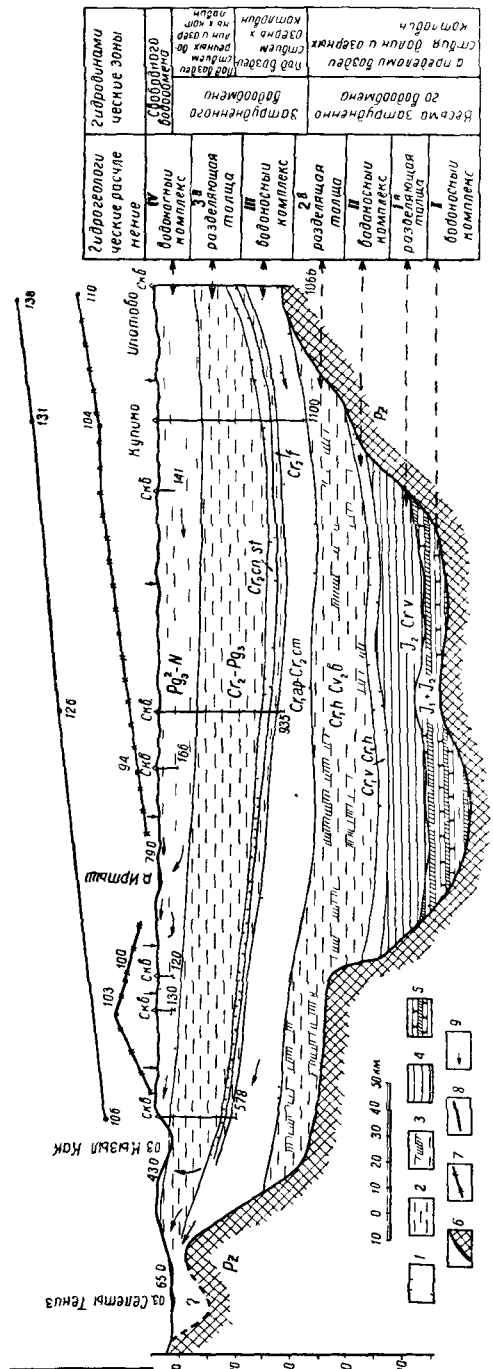


Рис 14. Схематический гидрогеологический профиль по линии А—В
Составил С. В. Егоров, 1958

1—преимущественно песчаные водоносные отложения, *2*—преимущественно глинистые, практически неводоносные отложения, *3*—глинистые отложения с прослоями песчаных алевролитовых пород, *4*—преимущественно аргиллиты с незначительными прослоями песчано-алевролитовых пород, *5*—переслаивание песчаных алевролитовых водоносных пород, *6*—поверхность палеозойского фундамента по данным сейсмо и магниторазведки, *7*—пьезометрическая поверхность напорных подземных вод IV водоносного комплекса (средний олигоцен—неоген), *8*—пьезометрическая поверхность подземных вод III водоносного комплекса (апт ?)—сеноман), *9*—направление движения подземных вод

фатно-хлоридные натриевые. На севере правобережной части Прииртышья минерализация вод 3—6 *г/л,* по составу воды углекисло-азотные,

азотные, реже с примесью метана сульфатно-хлоридные и хлоридные натриевые.

На левобережье р. Иртыша минерализация вод более значительна— 3—11 *г/л,* преобладают хлоридные натриевые воды. Общее падение пьезометрической поверхности (по С. В. Егорову) с юго-востока, от Алтая, на северо-запад, к долинам рр. Иртыша и Оби. На междуречье Иртыш — Обь падение пьезометрической поверхности направлено, в общем, от водораздела на юго-запад, к долине Иртыша и на северо-восток, к долине Оби. На левобережье Иртыша падение пьезометрической поверхности направлено от Казахского мелкосопочника на север и северо-восток. Разгрузка артезианских вод IV комплекса происходит в котловинах озер и по долине р. Иртыша.

V водоносный комплекс — миоценовых и плиоценовых песков и глин мощностью 50—80 *м* — залегает неглубоко от поверхности. Удельный дебит скважин от 0,005 до 0,8 *л/сек.* На левобережье р. Иртыша известны питаемые водами V комплекса источники в котловинах озер Кызылкак и Теке. Дебиты этих источников 0,2—0,5 *л/сек,* состав воды углекисло-азотный гидрокарбонатный натриевый и хлоридно-гидрокарбонатный натриевый. Дебит колодцев обычно мал.

Подземные воды с минерализацией менее 1 *г/л* гидрокарбонатного и сульфатного состава с преобладанием натрия характерны для юго-восточного крыла бассейна, для склонов долины р. Иртыша и озерных котловин. В остальной части бассейна воды пестрой минерализации, доходящей до 12 *г/л,* с преобладанием хлористого натрия.

VI водоносный комплекс — четвертичные супеси и пески, а в нижней части разреза (местами) — современные и древние русловые отложения рек: галечники и гравий. Мощность четвертичных отложений до 25 *м*; ресурсы подземных вод в этих толщах ограниченны.

В южной части бассейна, на левобережье р. Иртыша, выявлены древние долины стока. Наиболее крупный поток подземных вод приурочен к древней долине р. Иртыша, на запад от Павлодара, к гравийным пескам, залегающим на глинах плиоцена. Этот поток грунтовых вод располагается примерно параллельно долине р. Иртыша, к западу от нее. Расход потока на ст. Калкаман составляет около 90 *л/сек.* Минерализация воды 0,8 *г/л,* состав гидрокарбонатный и хлоридно-гидрокарбонатный натриевый (А. П. Выходцев).

Грунтовые воды в песках современной поймы р. Иртыша слабо напорные, пресные. В покровных суглинках на водоразделах грунтовые воды южного крыла бассейна большей частью имеют пестрый состав с минерализацией от десятых до нескольких граммов на литр (преобладает хлористый натрий). По направлению к северной окраине бассейна происходит уменьшение минерализации и замещение хлоридных вод гидрокарбонатными. Последние распространены на междуречье Иртыш—Обь (в Васюганье).

Из вышеприведенного фактического материала видно, что в пределах Иртышского артезианского бассейна распространен комплекс водоносных горизонтов (песков, песчаников), приуроченных к мезо-кайнозойским отложениям. С юга на север толщи юры, мела, палеогена погружаются и пресные воды приуроченных к ним водоносных горизонтов переходят в солоноватые и соленые (на глубине). Наоборот, грунтовые воды на юге, пестрые по степени минерализации и составу, переходят в направлении на север в пресные гидрокарбонатные.

М. С. Гуревич установил своеобразную гидрохимическую асимметрию мезозойского водоносного комплекса Иртышского бассейна. Так, начиная с верхнемеловых пород и до фундамента, в ряде точек на западе и юго-западе Иртышского бассейна вскрыты солоноватые и слабо соленые хлоридные натриевые воды с повышенным содержанием кальция и преобладанием метана (Макушино, Ганькино, Назы-

ваевская, Смирново, Киялы). В пределах Омской впадины в направлении с запада на восток, во внутренней, наиболее глубокой части бассейна, соленые и солоноватые метановые хлоридные натриевые воды мезозойских водоносных горизонтов замещаются слабо солоноватыми и пресными щелочными водами, газирующими азотом с примесью углекислого газа. Такие воды вскрыты скважинами на востоке и юго-востоке (ст. Убинская, Татарск, Купино, Баган, Карасук). Глубины, на которых залегают эти воды, доходят до 1 *км* и более.

В восточной части Иртышского бассейна под щелочными водами на большой глубине в отложениях юры и отчасти нижнего мела залегают соленые воды хлоридного натриевого состава. Они были, например, вскрыты в Барабинске в юрских песках на глубине свыше 2 *км*.

По составу подземные воды третичных отложений изменяются от пресных до солоноватых. С погружением слоев от южных, северных и восточных окраин к внутренним частям бассейна наблюдается повышение минерализации вод. Так, например, к востоку от меридиана ст. Убинская, в северо-восточной части Иртышского бассейна, минерализация миоценовых вод значительно меньше, чем в центральных его частях. Поэтому на северо-восточной и восточной окраинах бассейна (Восточная Барабa) миоценовые воды широко используются для водоснабжения при помощи артезианских скважин. Особенно сильно снижается минерализация и повышается качество воды на восток от меридиана ст. Карагат.

Характерной особенностью состава миоценовых вод Восточной Барабы является преобладание в них $NaHCO_3$. Причина этого явления — особые условия формирования вод, при которых немалое значение имеет, по-видимому, обмен катионов кальция на натрий при миграции гидрокарбонатов кальция. В Западной Барабе в составе миоценовых вод преобладает NaCl при повышенном содержании $NaHCO_3$ и малом—сульфатов. Необходимо также отметить преобладание в глинистых песках плиоцена солоноватых хлоридно-сульфатных натриевых вод.

Грунтовые воды Иртышского бассейна характеризуются непостоянством состава на юге, уменьшением минерализации и общим повышением качества в направлении от южных степных районов на север — в зону лесов [Кучин, 1939]. Производительность артезианских скважин Иртышского бассейна обычно невелика. Напоры же значительны, так что в ряде случаев скважины переливают.

Кулундино-Барнаульский артезианский бассейн

Кулундино-Барнаульский артезианский бассейн занимает крайнюю южную часть Западно-Сибирского сложного артезианского бассейна. Он приурочен к предгорной депрессии, вытянутой с северо-востока, от Бийска и Барнаула, на юго-запад через г. Рубцовск — ст. Кулунда, к Павлодару и Семипалатинску. В пределах депрессии намечаются три впадины. Первая — Барнаульская, на северо-востоке, с глубиной залегания фундамента до 250—300 *м*; вторая — Кулундинская (средняя), расположенная на юго-запад от предыдущей, с глубинами залегания фундамента в 600 *м* и более; третья (крайняя юго-западная) — в Прииртышье, между Семипалатинском и Павлодаром; глубина фундамента здесь до 600—800 *м* и более. Впадина открыта на северо-запад, в сторону Иртышского артезианского бассейна. Третья впадина от второй отделена поднятием фундамента, получившим название Ефремовского. Наличие трех впадин позволяет выделить бассейны второго порядка: Барнаульский, Кулундинский, Павлодарский.

Кулундино-Барнаульский бассейн окружен на юго-западе Казахским мелкосопочником, с юга — склонами Алтая, с востока и северо-востока— Салаирским кряжем. От Иртышского бассейна он отделяется на севере поднятиями фундамента — Каменским и Славгородским. От г. Славго-

рода на г. Павлодар и далее на юго-запад до Казахского мелкосопочника граница проводится условно. Дренируется территория бассейна на северо-востоке долиной р. Оби, на юго-западе — р. Иртышом и котловинами некоторых глубоких озер.

Фундамент Кулундино-Барнаульского бассейна сложен палеозойскими гранитами и сланцами. Он вскрыт скважинами в сс. Леньки и Овечкино на глубинах 650 и 550 *м*, вблизи ст. Бурла, к северу от бассейна, на глубине 538 *м*. На меньших глубинах фундамент вскрыт в районе Барнаула и на южной окраине бассейна — в Алейской степи.

Водоносность пород фундамента не изучена, но, судя по данным соседнего Иртышского бассейна, она должна быть незначительной, а качество воды на большей части территории — удовлетворительным.

I и II водоносные комплексы юрских и нижнемеловых песков, песчаников, глин имеют ограниченное распространение; они приурочены к наиболее глубоким частям Кулундинской и Прииртышской впадин. Их гидрогеологические особенности не выявлены.

III водоносный комплекс — верхнемеловых отложений — представлен чередованием песков, песчаников и глин. Верхняя часть разреза сложена глинами. Артезианские воды этого комплекса вскрыты на ст. Кулунда на глубине 430 *м* и характеризуются минерализацией 0,4 *г/л* при жесткости около 2,5—3 *мг-экв*. Удельный дебит этой скважины, равный 0,9 *л/сек*, свидетельствует о значительной водообильности комплекса. В пределах бассейна отложения комплекса пользуются большим развитием и представляют значительный практический интерес.

IV водоносный комплекс — палеогеновых глин, содержащих прослойки песка — в гидрогеологическом отношении мало изучен. Значение его невелико.

V водоносный комплекс — неогеновых отложений (миоцен и плиоцен) представлен песчано-глинистыми породами и широко распространен на территории бассейна. В комплексе выделяются три основных водоносных горизонта песков [Бейром и Михайлова, 1955] в миоцене и два — в плиоцене. Нижний на глубине 210—250 *м* характеризуется дебитами скважин от 0,7 до 6,3 *л/сек* (ст. Кулунда, с. Ключи, с. Разумовка и др.). На отдельных участках удельный дебит скважин, вскрывших миоценовые водоносные пески составляет 2—10 *л/сек*, что подтверждает значительную водообильность нижней части V водоносного комплекса (миоцен) в Кулундинской части бассейна.

Водоносные горизонты плиоцена менее водообильны, особенно верхний горизонт песчаных линз. К западу (к р. Иртышу) отмечается выклинивание водоносных песков, и в Прииртышье поэтому плиоценовые отложения обычно слабо водоносны. Здесь этот водоносный комплекс залегает на глубине 15—100 *м* и характеризуется падением пьезометрической поверхности к долине р. Иртыша и крупным глубоким котловинам озер. Удельный дебит скважин изменяется от тысячных до десятых долей литра в секунду. Неравномерная водообильность комплекса подтверждается также различными дебитами источников и колодцев. Наряду с малодебитными в Прииртышье имеются в виде исключения и такие водопункты, как источники в окрестностях г. Павлодара—оз. Маралды и Калатуз (на правобережье р. Иртыша) с дебитами от 5 до 40 *л/сек*. Вода этих многодебитных источников отличается невысокой минерализацией (0,3—0,7 *г/л*), гидрокарбонатным натриевым и сульфатно-гидрокарбонатным натриевым составом.

Вообще подземные воды неогена характеризуются минерализацией в пределах 0,5—3,2 *г/л*, жесткостью от 1,5 до 24,5 *мг-экв* и разнообразным составом — от гидрокарбонатно-хлоридно-сульфатного до хлоридного с преобладанием среди катионов натрия. Отмечается уменьшение минерализации с глубиной. Хлоридный тип вод более характерен для плиоценовых водоносных горизонтов.

Пресные хорошего качества воды неогеновых отложений вскрыты в районе г. Барнаула, где в общей сложности имеется свыше десяти водоносных горизонтов в песках неогенового и четвертичного возраста.

VI *водоносный комплекс* — четвертичных отложений — отличается большой сложностью состава и характера водоносности. В этом комплексе, по данным С. Г. Бейрома, Е. В. Михайловой [1955], А. Ф. Горбова [1951], М. И. Кучина [1939] и др., выделяют несколько основных водоносных горизонтов.

Нижнечетвертичный безнапорный водоносный горизонт, по преимуществу разнозернистых песков, мощностью до 40 *м*, широко распространен в пределах Кулундинской аллювиальной равнины. К нему приурочены воды, уровень которых находится на глубине от 3 до 15 *м*. Удельный дебит трубчатых и шахтных колодцев, эксплуатирующих этот горизонт от 2 до 10 *л/сек* и более (Табуны, Кулунда, Кличи и др.). Минерализация вод невысокая — 0,4—1 *г/л*, состав гидрокарбонатный. Но вблизи минеральных озер могут быть встречены сульфатные воды с плотным остатком до 3 *г/л* (озера Кулундинское, Кучукское). Возможно использование вод этого горизонта для питьевых и технических целей. На южном крыле бассейна, в пределах Предалтайского плато, воды залегают на глубине 150—170 *м* и становятся напорными (скважина у с. Кочки); содержатся они в песках, гравии.

Нижний водоносный горизонт четвертичных отложений в районе Предалтайского плато прикрыт среднечетвертичными бурыми и красно-коричневыми глинами с прослоями и линзами песков. Мощность отложений 20—120 *м*. Водоносность их невелика. В южной части бассейна, в районе Михайловской группы озер, среди четвертичных отложений мощностью 160 *м*, вскрыто четыре водоносных горизонта. Из них нижний сложен грубозернистыми аркозовыми песками, подстилаемыми палеогеновыми глинами. За счет выщелачивания этих глин происходит образование пресных вод «хлормагниевого типа [Горбов, 1951]. Два вышележащие водоносные горизонта приурочены к водно-ледниковым и аллювиальным пескам, содержат напорную пресную гидрокарбонатную натриевую воду.

Верхнечетвертичные пески с подчиненными им супесями и суглинками выполняют древние речные долины или слагают покров на водоразделах. В песках древних долин — Барнаульской, Касмолинской, Кулундинской, Иртыша — грунтовые воды залегают на глубине 2—3 *м* от поверхности и более; они слабо минерализованные, гидрокарбонатные кальциевые, но местами с повышенной минерализацией. Дебит колодцев, вскрывающих эти воды, небольшой (до 0,6 *л/сек*).

Покровные отложения слабо водоносны. Грунтовые воды их отличаются большим разнообразием состава. На водоразделах воды гидрокарбонатные слабо минерализованные, в понижениях рельефа минерализация вод пестрая, состав сульфатный, хлоридный.

Грунтовые воды эоловых грядово-бугристых песков залегают на глубине 5—15 *м* в зависимости от рельефа и характеризуются как преимущественно пресные, гидрокарбонатные натриевые. Дебит колодцев обычно менее 1 *л/сек*.

В Кулундино-Барнаульском бассейне выделяются следующие районы.

1-й район — юго-восточная часть бассейна (к юго-востоку от р. Касмалы) — Предалтайское плато. Практический интерес представляют участки погребенных долин.

2-й район — восточный, протягивается от окраины Кулундинской впадины до правобережья р. Оби. Развиты грунтовые воды покровных отложений и речных долин, а также артезианские воды четвертичных и третичных отложений.

3-й район протягивается полосой в 20—50 *км* к западу от предыдущего, окружая центральную часть Кулундинского бассейна. Грунтовые воды в покровных отложениях встречаются спорадически (в линзах песков). Большое значение имеют артезианские воды нижнечетвертичных песков и более глубокие артезианские воды мезо-кайнозоя (неоген и верхний мел). Местное значение имеют аллювиальные грунтовые воды нижнего течения рр. Кулунды, Касмалы.

4-й район — центральная часть Кулундинского и северная часть Павлодарского артезианских бассейнов — Кулундинская аллювиальная равнина с неглубоким залеганием грунтовых вод нижнечетвертичного водоносного горизонта. Возможно использование артезианских вод неогеновых и верхнемеловых отложений.

5-й район охватывает Прииртышье от Павлодара до Акмолинска. Существенное значение грунтовых вод древних и новых террас Иртыша, артезианских вод мезо-кайнозойских отложений Павлодарского артезианского бассейна.

Нужно отметить, что сухой континентальный климат на территории Кулундино-Барнаульского артезианского бассейна определяет здесь своеобразие процессов стока, разгрузки подземных вод и их гидрохимии. Он обусловил, при наличии благоприятной геологической обстановки, локальное развитие процессов континентального засоления грунтовых вод и образование соляных минеральных озер, имеющих лечебное (грязевый курорт на оз. Муялды, курорт Лебяжье на оз. Горьком) и промышленное значение.

Огромное значение в питании подземных вод бассейна принадлежит атмосферным осадкам, выпадающим на территории Алтая, меньшее — в пределах Казахского мелкосопочника. Разгрузка грунтовых и верхних артезианских вод происходит в долине р. Иртыша, отчасти р. Оби и других рек, а также в котловинах многих озер. Приток глубоких подземных вод из Кулундино-Барнаульского бассейна направлен в Прииртышский.

Чулымский артезианский бассейн

Чулымский бассейн находится на юго-востоке Западной Сибири. Он опоясан амфитеатром палеозойских горных сооружений с запада, юга, востока. Граница бассейна проходит примерно по контакту мезо-кайнозойских отложений со складчатыми толщами палеозоя и докембрия. На севере он соединяется с Обским артезианским бассейном. Территория бассейна дренируется долинами рр. Чулыма и Енисея (среднее течение) и представляет собой плоскую глубокую впадину, выполненную юрскими отложениями, которые широкой полосой выходят на поверхность на южной окраине и отчасти на востоке бассейна. К северу юрские отложения перекрываются меловыми, а затем и третичными.

Среди юрских пород известно два водоносных комплекса песчаников с хорошей пресной гидрокарбонатной натриевой водой. Более водообилен нижний комплекс. Некоторые артезианские скважины дают перелив.

В центральных частях артезианского бассейна (с. Максимкин Яр на р. Кеть) юрский водоносный комплекс представлен переслаиванием песчаников, алевролитов, глин. Вскрыт он Максимоярской опорной скважиной в интервале глубин 2011—2500 *м* и содержит в основном соленые (с минерализацией 15—50 *г/л*) артезианские высоконапорные воды, которые на глубине около 2400 *м* сменяются рассолами с минерализацией 50—55 *г/л*.

Меловые отложения на окраинах бассейна по характеру водоносности напоминают юрские. В центральной части бассейна глубина залегания меловых пород значительна, а мощность их исключительно велика. Так, например, апт-альбские отложения на юге — в Мариинске вскрыты в интервале глубин 160—280 *м*, в скважинах Чулымской —

632—911 и Максимоярской — 1132—1334 *м*. В центральной части бассейна меловые отложения залегают в интервалах глубин: нижний мел — от 1132 примерно до 2000 *м* и верхний мел — от 108 до 1132 *м*. Суммарная мощность меловых отложений составляет около 1900 *м*. Представлены они переслаиванием песчаников, алевролитов и глин и содержат преимущественно слабо солоноватые и пресные воды, приуроченные к многочисленным пластам песчаников и гравелитов. В третичных отложениях бассейна имеется горизонт водоносных песков и песчаников (дельтового типа), непостоянных по гранулометрическому составу, от глинистых до чистых, крупнозернистых. Мощность его довольно значительна (до 100 *м*). Дебит скважин разнообразен. Качество воды хорошее.

В нижнем течении р. Чулыма большое гидрогеологическое значение приобретают четвертичные аллювиальные галечники мощностью до 100 *м*. Они содержат большие запасы подземных вод высокого качества (скважина с. Асино). Чулымский бассейн занимает первое место среди бассейнов Западной Сибири по мощности верхней гидрохимической зоны, по качеству и обилию ресурсов пресных подземных вод. Его подземные воды широко используются для водоснабжения На севере бассейна (Максимкин Яр) мощность мезо-кайнозойского осадочного комплекса возрастает до нескольких километров. В глубоких водоносных горизонтах мезозоя появляются солоноватые и на больших глубинах соленые воды и рассолы слабой концентрации (до 55 *г/л*).

Восточное (Енисейское) крыло Западно-Сибирского артезианского бассейна

Енисейское крыло Западно-Сибирского артезианского бассейна узкой полосой вытягивается вдоль долины р. Енисея, охватывая отчасти бассейны его левобережных притоков и нижнее течение рек, впадающих в Енисей справа. Для этой территории характерно крутое падение поверхности фундамента, который к западу от долины Енисея на расстоянии 50—100 *км*, залегает уже на глубине свыше 2500 *м*. Южная часть енисейского крыла приурочена к склону Енисейского кристаллического массива. Она характеризуется развитием пресных вод в юрских, меловых, третичных отложениях.

Для долины р. Енисея известны мощные горизонты грунтовых аллювиальных вод. Хорошего качества пресные артезианские воды вскрыты в юрских и меловых песках и песчаниках в районе г. Енисейска. С погружением фундамента в западном направлении до 2500 *м* возрастает мощность мезо-кайнозойских отложений и в глубоких частях разреза появляются солоноватые, а на весьма большой глубине и соленые воды.

Центральная и северная части енисейского крыла бассейна находятся в пределах зоны многолетней мерзлоты, которая на севере достигает мощности 300—400 *м*. Гидрогеология этой части крыла совсем не изучена. Известно лишь, что в районе г. Игарки, в долине р. Енисея, имеются мощные горизонты пресных грунтовых аллювиальных вод, вполне пригодных для использования.

Обский артезианский бассейн

Обский артезианский бассейн занимает центральную часть Западной Сибири и приурочен к системе глубоких впадин палеозойского фундамента, упомянутых выше. Его западная, южная и восточная границы описаны ранее, а северная — проводится по водоразделу с бассейнами рр. Енисея, Таз, Пур и др., впадающими в Обскую губу и нижний отрезок р. Оби. Все границы бассейна условны. Они определяют лишь бассейн стока грунтовых и верхних артезианских вод.

Бассейн сложен мезо-кайнозойскими отложениями мощностью свыше 3 *км*. Лишь на юго-востоке, в районе Томска и Новосибирска, на поверхности появляются складчатые палеозойские породы. Здесь, в окраинной части бассейна в третичных отложениях и в образованиях зоны выветривания фундамента вскрыты пресные воды.

Предварительные данные опробования скважин в Колпашево, Ханты-Мансийске свидетельствуют о наличии здесь юрского, нижне- и верхнемелового, палеогенового, неогенового и четвертичного водоносных комплексов. Установлено нарастание минерализации вод с глубиной. В глубоких слоях бассейна в мезозойских отложениях залегают горячие соленые артезианские воды хлоридного кальциево-натриевого состава с йодом, бромом и другими микрокомпонентами. Мощность верхней гидрохимической зоны — пресных вод в бассейне значительна. Так, например, в Колпашево на глубине 1800 *м* залегают только слабо солоноватые воды с минерализацией 2,2 *г/л*, на глубине 2730 *м* — воды с минерализацией 21 *г/л* и, наконец, на глубине 2870 *м* — с минерализацией 45 *г/л*. На северо-западе Обского бассейна Ханты-Мансийской опорной скважиной водоносный комплекс нижнемеловых отложений выявлен на большой глубине. В интервале глубин 1440—1926 *м* из нижнемеловых отложений получены хлоридные кальциево-натриевые воды, содержащие бром, йод. Минерализация вод до 10 *г/л*, но, видимо, эта величина занижена вследствие того, что не было достигнуто постоянства состава пластовых вод. Водообильность пород ничтожна и выражается удельным дебитом скважин в тысячные и сотые доли литра в секунду. Скважина переливает с глубины 1450—1440 *м*.

Прикарский артезианский бассейн

На севере Западной Сибири находится обширная территория, почти не изученная в гидрогеологическом отношении. Она охватывает нижнее течение Оби и Енисея, бассейн рр. Пур, Таз и других, впадающих в Обскую, Тазовскую и Гыданскую губы. К этой же территории принадлежат Ямальский, Тазовский и Гыданский полуострова.

На юге области располагаются вытянутые в широтном направлении Сибирские увалы — водораздел с отметками до 175—185 *м* и более над уровнем моря, разделяющий сток поверхностных и грунтовых вод на север, в Карское море, и на юг, в бассейн среднего течения р. Оби (на участке от устья р. Вах до с. Большой Камень). Вся эта северная часть Сибири объединяется условно в Прикарский артезианский сложный бассейн. На востоке его расположена глубокая впадина поверхности фундамента. Восточный край этой впадины охватывает западную часть Таймырской депрессии и далеко проникает в Северо-Сибирскую низменность, где Прикарский бассейн соединяется с Хатангским (Восточная Сибирь). Северная часть бассейна простирается до берегов Вайгача и Новой Земли и скрыта под водами Карского моря, к берегам которого направлен (в целом) сток поверхностных и подземных вод.

Зона распространения многолетнемерзлых пород охватывает весь бассейн — от Сибирских увалов на юге до берегов Карского моря на севере. Ее мощность нарастает к северу и в районах Салехарда (на Оби) и Усть-Енисейского порта (на Енисее) достигает 200—300 *м* и более. Часть грунтовых и артезианских водоносных горизонтов проморожена. Однако наличие пресных грунтовых и артезианских вод в надмерзлотных, межмерзлотных и подмерзлотных таликах доказано при проходке пока еще редких буровых скважин.

На глубоколежащем на востоке и в центральной части бассейна кристаллическом фундаменте залегает нижний ярус осадочных палеозойских отложений, сходных, предположительно, с палеозойскими породами Восточной Сибири, которые должны содержать соленые воды и рас-

солы. На западе и северо-западе фундамент бассейна сложен складчатыми палеозойскими образованиями. Второй — верхний ярус бассейна сложен мезо-кайнозойскими осадочными отложениями. Из них триасовые (?) и юрские породы имеют ограниченное развитие во впадинах поверхности палеозойских образований. Меловые терригенные отложения распространены повсеместно. Третичные (палеоген и неоген) сосредоточены преимущественно в центральных частях бассейна и на юге, спорадически — на западе.

Наличие подземных вод в юрских, меловых, третичных и четвертичных отложениях подтверждено при бурении разведочных скважин для северо-западного крыла Западно-Сибирского артезианского бассейна, о чем было сказано выше. Пресные грунтовые воды залегают в бассейне почти повсеместно в песчано-галечниковых аллювиальных и водно-ледниковых отложениях. Мощность рыхлых отложений до 20—30 *м* и более, средняя — 5—10 *м*. Дебиты скважин превышают 5—10 *л/сек*. Грунтовые воды пресные, слабо минерализованные.

Бурением установлено наличие двух ярусов мерзлой зоны на левобережье р. Оби — до Полярного Урала. На восток от р. Оби, в районе Салехарда, установлено наличие трех ярусов мерзлой зоны. Наиболее мощная мерзлая зона приурочена к левобережью нижнего течения р. Оби. На огромном пространстве, от р. Оби до р. Таз, во многих местах среди мерзлых пород обнаружены талики с подземными водами, пригодными для использования [Лазаренков, 1956]. Так, в бассейне р. Ередея (Ярукей) до 40—50 *м* развиты пески, в которых на глубине от 2 до 12 *м* залегают грунтовые воды. Мощность водоносного горизонта 30 *м* и более. Ресурсы грунтовых вод достаточны для обеспечения небольших населенных пунктов. Качество воды удовлетворительное; отмечается повышенное содержание железа (до 8 *мг/л*).

Довольно часто в долинах появляются источники, которые большей частью приурочены к выходам палеогеновых песков. Дебиты источников 0,5 *л/сек*. Водораздел между р. Пырьякой и р. Надымом характеризуется преобладанием мерзлых мелкозернистых четвертичных песков; здесь редкие подрусловые талики узкими полосами протягиваются вдоль ручьев. Подрусловые водоносные отложения в долине р. Надыма имеют мощность свыше 30 *м* и ширину от одного борта долины до другого, измеряемую километрами. Залегание мерзлых пород здесь имеет островной характер. Ресурсы грунтовых вод большие. Приурочены они к хорошо отмытым разнозернистым пескам. Между долинами рр. Надыма и Таза, на междуречье, количество водоносных таликов невелико. Гидрогеология бассейна р. Таза не изучена [Лазаренков, 1956].

На восточной окраине Прикарского артезианского бассейна, в пределах нижнего течения р. Енисея и его притоков, установлена водоносность палеозойского водоносного комплекса (в районе Норильска). Песчано-глинистые морские отложения юры и нижнего мела мощностью от 500 до 1000 *м* содержат ряд водоносных горизонтов, видимо, с солоноватой и соленой водой. Верхнемеловая континентальная песчано-глинистая угленосная толща мощностью до 300 *м* и более в значительной своей части мерзлая. С ней связано распространение подмерзлотных солоноватых и пресных вод [Пономарев, 1955].

Большое практическое значение в этой части бассейна приобретают мощные подрусловые талики в аллювиальных отложениях долины р. Енисея и его крупных притоков, например, р. Хеты. Подрусловые талики известны и на р. Пясине, но воды в них, по данным М. С. Лабецкой, недостаточно для водоснабжения крупных населенных пунктов. На всем протяжении от западных до восточных границ бассейна, а также далеко на север, наряду с подрусловыми водами, местное значение имеют подозерные талики, наличие которых подтверждается даже в Ямальских тундрах огромными гидролакколитами — булгунняхами [Андреев, 1936].

Грунтовые воды Западно-Сибирской низменности

В связи с особенностями климата Западной Сибири намечается зональное распределение грунтовых вод на ее обширной территории. Оно выражается в изменении физических, химических свойств и условий залегания грунтовых вод с севера на юг. Можно выделить несколько зон грунтовых вод.

1. Зона грунтовых вод Прикарского артезианского бассейна, для которой характерно повсеместное развитие жидкой и твердой фазы подземных вод; значение последней уменьшается в южном направлении. Для этой зоны типично широкое распространение надмерзлотных вод в деятельном слое (тип верховодки), сезонно меняющих твердую фазу на жидкую в связи с промерзанием и оттаиванием пород. Местами развиты сохранившиеся грунтовые воды (надмерзлотные) подрусловых и подозерных многолетних таликов, а также межмерзлотные грунтовые воды, нередко обладающие напором. Низкие (положительные) температуры, малая минерализация, значительное количество органических веществ, гидрокарбонатный состав, близкое залегание к поверхности — таковы основные черты грунтовых вод и верховодок первой зоны.

2. Зона грунтовых вод Обского артезианского бассейна (включая западное и восточное крылья всего Западно-Сибирского бассейна, а также Обь-Иртышский водораздел). Для этой территории характерно отсутствие мерзлых пород. Грунтовые воды имеют здесь характер тундровых и высоких вод севера, близкое залегание к поверхности (за исключением хорошо дренированных участков), низкие температуры, малую минерализацию пресных вод, преобладающий гидрокарбонатный состав, значительное количество органических веществ.

3. Зона переходная. Охватывает часть северного крыла Иртышского артезианского бассейна. На севере Иртышского бассейна, в пределах южного склона Обь-Иртышского водораздела, развита болотно-хвойная и болотно-березовая растительная зона. Обширные пространства водораздела и склоны покрыты болотами (Васюганские болота). К северу от Сибирской железной дороги, в районе Черемшанской МТС, гидрогеологические условия покровных отложений характеризуются наличием верховодки в линзах и прослоях песка, залегающих в суглинках мощностью 8—10 *м*. Ниже под плотными темно-серыми глинами залегает основной горизонт подземных вод, приуроченный к среднезернистым пескам значительной мощности. Горизонт этот с напорной самоизливающейся водой Состав верховодки и вод в верхних слоях песка основного горизонта следующий (в *м/гл*):

$$SO_4^{2-}\ 400—600;\ Cl^-\ 5—35;\ HCO_3^-\ 400—700.$$

В общем, пресные воды в этой зоне преобладают над слабо солоноватыми.

4. Южнее располагается Ишимо-Барабинская зона (плоскоувальная лесостепь). Долины р. Оми, Карагата и др. врезаны слабо. Распространены осоково-тростниковые болота. Почвы представлены солонцевато-солончаковым комплексом. На общем фоне заболоченных пространств выделяются островки суходолов, где располагаются селения и сельскохозяйственные угодья с черноземными почвами.

Верховодка залегает в покровных суглинках. Второй водоносный горизонт — в супесях и суглинках, выполняющих долины размыва. Третий водоносный горизонт приурочен к нижнечетвертичным песчаным отложениям. Грунтовые воды характеризуются увеличением степени минерализации по сравнению с водами предыдущей зоны. М. И. Кучин высказал мысль о наличии реликтовой минерализации почв и грунтов, сохранившейся от предшествовавшей климатической фазы (суббореальной), когда граница степной зоны располагалась северной, чем современ-

ная, и в Барабинской степи существовал полупустынный климат. Реликтами прежней климатической обстановки являются соли в покровных отложениях [Кучин, 1940].

В настоящее время движение грунтовых вод приводит к аккумуляции солей в пониженных местах, куда в первую очередь выносятся хлориды и сульфаты; на положительных формах рельефа элювий обогащается карбонатами. На таких участках равнины, где горизонтальная циркуляция грунтовых вод отсутствует, приобретает значение вертикальная циркуляция; при этом под отрицательными формами рельефа (западинки) развивается выщелачивание солей и образование линз опресненных вод. Наибольшей пестротой распределения минерализации вод отличается юго-восточная часть района вследствие развития гривного рельефа. Пресные гидрокарбонатные воды (на гривках) сменяются по направлению стока грунтовых вод хлоридно-сульфатными.

Грунтовые воды Барабинской степи отличаются большой пестротой минерализации. Так, в с. Ново-Троицкое Татарского района минерализация воды в колодцах изменяется от 0,5 до 3,9 *г/л*. В общем на северо зоны пестрых вод в их составе преобладают гидрокарбонаты над сульфатами, сульфаты над хлоридами. В южном направлении в связи с общим повышением минерализации грунтовых вод происходит изменение в соотношениях между анионами. Так, в Чулымском, Татарском, Доволенском районах хлориды преобладают над гидрокарбонатами, а гидрокарбонаты — над сульфатами.

5. Зона лесостепи (Причановское понижение). Прослеживается на запад до района г. Петропавловска. По отрицательным формам рельефа и по склонам грив здесь развиты солончаки, солончаковые луга и солончаковые болотные почвы. На гривах распространены черноземы и черноземновидные луговые почвы. Покровные образования сложены суглинками, водоносными супесями и мелкозернистыми песками, подстилаемыми глинами.

Грунтовые воды сильно минерализованы, хлоридно-сульфатного типа, на фоне которых местами встречаются участки опресненных вод под элементами микрорельефа (западины) с выщелоченным деградированным черноземом, где весной скопляется вода. Ввиду ограниченности ресурсов грунтовых вод, пригодных для водоснабжения, здесь практическое значение приобретают более глубокие водоносные горизонты в нижнечетвертичных и дочетвертичных отложениях

6. Зона Прибаганско-Бурлинского понижения. В границах района лугово-солончаковые степи сменяются ковыльно-типчаковыми степями на каштановых почвах. Большое количество озер, соединяющихся протоками рр. Бурлы, Карасука и Багана. Отчетливо выражен гривный рельеф, в юго-восточной части, переходящий в пологоувалистый. Поверхностные слои сложены гравийными супесями с прослоями суглинков и песков. Гривные участки опесчанены, на пониженных территориях распространены более глинистые грунты.

Грунтовые воды содержатся в опесчаненных грунтах (супеси и тонкозернистые пески). Минерализация их пестрая. На гривных участках чаще распространены слабо минерализованные воды гидрокарбонатного типа; в приозерных и в широких межгривных понижениях минерализация вод возрастает, состав их становится хлоридно-сульфатным. Глубина залегания грунтовых вод в понижениях 4—6 *м*, а на положительных элементах рельефа — 6—16 *м*.

7. Зона Ишимской степи и Центрального Кулундинского понижения. Это полого увалистая равнина с большим количеством озер, часто располагающихся четкообразно, по направлению бывших ранее речных потоков. Почвы темно-каштановые. Покровные отложения представлены мелкозернистыми песками, суглинками желтого цвета. Местами встречаются участки с прослоями галечников.

Грунтовые воды залегают на глубинах 1—2 и до 10—12 *м*, в зависимости от рельефа, и отличаются пестротой минерализации. На увалах и их склонах минерализация уменьшается, а в понижениях и в приозерных котловинах — увеличивается. Интенсивность опреснения на увалах наибольшая, в блюдцеобразных понижениях и лощинках—наименьшая. В результате сочетания процессов засоления и рассоления в степях южной части Западно-Сибирской низменности образовались многочисленные озера с минерализованной водой различного химического состава. Особенно характерны гидрокарбонатные натриевые, сульфатные натриевые, хлоридные натриевые воды. В некоторых долинах озера образуют цепочки, вода в которых изменяет состав от гидрокарбонатного, через сульфатный, до хлоридного (вниз по падению долин).

АРТЕЗИАНСКИЕ БАССЕЙНЫ ВОСТОЧНО-СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Группа восточно-сибирских артезианских бассейнов Сибирской платформы и примыкающих к ней на севере и востоке крупных предгорных прогибов окружена складчатыми областями и лишь на западе местами соединяется с Западно-Сибирским бассейном. В пределах этой огромной территории выделяется Средне-Сибирское плоскогорье и Северо-Сибирская и Центрально-Якутская низменности. Дренируется она долинами рр. *Лены, Оленека, Анабара, Хатанги, Енисея и их притоков. Разнообразные по составу, происхождению и возрасту породы, начиная* с верхнепротерозойских (синийских) и нижнекембрийских и до четвертичных, принимают участие в строении Восточно-Сибирской группы артезианских бассейнов (рис. 15).

Осадочные образования этой группы бассейнов могут быть объединены в следующие основные гидрогеологические комплексы:

I водоносный комплекс — верхнепротерозойских, кембрийских, ордовикских, силурийских и подчиненных им девонских и нижнекаменноугольных отложений характеризуется значительным развитием, наряду с морскими и континентальными терригенными осадками морских карбонатных и лагунных галогенных отложений. В глубоких горизонтах комплекса широким развитием пользуются рассолы; неглубоко от поверхности распространены пресные гидрокарбонатные и сульфатные воды.

II водоносный комплекс—пермских и триасовых отложений, преимущественно песков, песчаников, глин с прослоями мергелей и пластами каменных углей с весьма значительным развитием траппов и туфогенных пород в верхней части разреза. Для данного комплекса существенное значение имеют, видимо, пресные и солоноватые воды. Второй комплекс широко известен под названием тунгусской угленосной свиты.

III водоносный комплекс — юрских и меловых терригенных, морских и континентальных, местами угленосных отложений. Для этого комплекса наиболее типичны пресные воды. Местное значение имеют солоноватые и соленые воды.

IV водоносный комплекс — четвертичные отложения — имеет чисто местное значение. Особенно водообильны аллювиальные отложения.

Характерной особенностью территории является широкое развитие в ее пределах траппов и их туфов. Траппы являются своеобразными вместилищами трещинных вод — «гидрогеологическими массивами» внутри артезианских бассейнов (дайковые, лакколитовые и другие).

Фундамент бассейна представлен допалеозойскими кристаллическими образованиями, которые большей частью перекрыты осадочными толщами. Лишь на восточной и северной окраинах бассейна фундамент сложен складчатыми верхнепалеозойскими и мезозойскими толщами. Он вскрыт немногочисленными скважинами под осадочным покровом на глубине 500—1500 *м*. Имеются данные о том, что на некоторых участках фундамент встречен на глубине 3—4 *км* и более. Установлено, что поверхность

фундамента образует крупные поднятия и депрессии, совокупность которых позволяет выделить внутри Восточно-Сибирской группы бассейнов следующие бассейны первого порядка: Тунгусский, Хатангский, Якутский, Ангаро-Ленский.

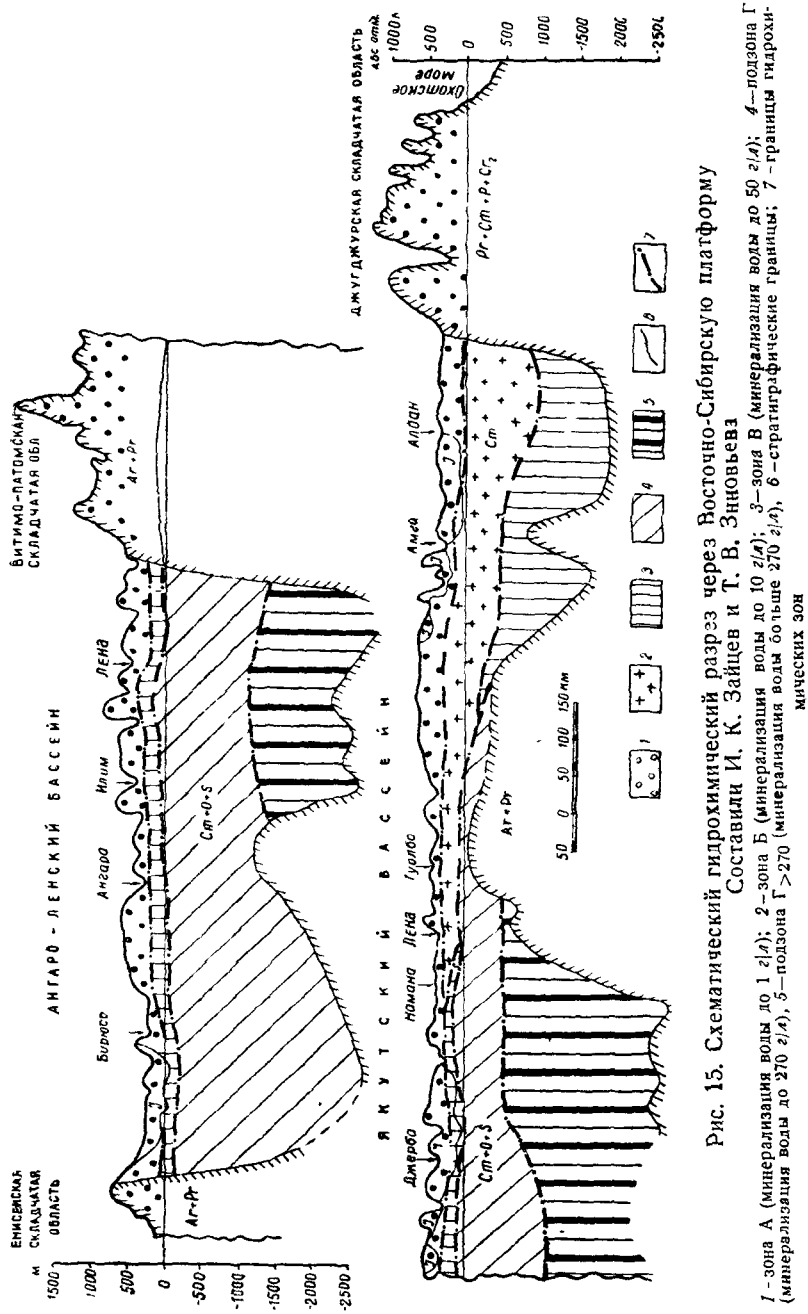


Рис. 15. Схематический гидрохимический разрез через Восточно-Сибирскую платформу
Составили И. К. Зайцев и Т. В. Зиновьева

1 – зона А (минерализация воды до 1 *г/л*); *2* – зона Б (минерализация воды до 10 *г/л*); *3* – зона В (минерализация воды до 50 *г/л*); *4* – подзона Г (минерализация воды до 270 *г/л*), *5* – подзона Г>270 (минерализация воды больше 270 *г/л*), *6* – стратиграфические границы; *7* – границы гидрохимических зон

Тунгусский артезианский бассейн

Территория Тунгусского артезианского бассейна дренируется долинами рр. Подкаменной и Нижней Тунгусок и их притоков. Этот бассейн приурочен к обширной Тунгусской впадине, выполненной нижне- и среднепалеозойскими, пермскими и триасовыми отложениями. На западе он ограничивается Енисейским, Туруханским (Курейко-Сухотунгусским) и

Хантайским гидрогеологическими массивами. Между Енисейским и Туруханским массивами по широкому «проливу» подземные воды бассейна могут сообщаться с водами Западно-Сибирского артезианского бассейна. На юге Тунгусский бассейн граничит с Ангаро-Ленским, на востоке—с Якутским. На северо-востоке его находится Анабарский кристаллический массив, на севере — Прикарский и Хатангский артезианские бассейны. На окраинах бассейна развит преимущественно первый водоносный комплекс который во внутренней части прикрыт вторым комплексом — пермскими и триасовыми отложениями тунгусской толщи.

В последнее время отдельные выходы морских нижнепалеозойских отложений (силур, ордовик) установлены в различных точках в центральной части Тунгусской впадины, что свидетельствует (наряду с наличием здесь соленых источников) о широком распространении соленых вод и рассолов в глубоких частях бассейна. Вместе с тем эти выходы могут иметь значение «гидрогеологических окон», посредством которых происходит разгрузка глубоких артезианских вод.

Наиболее водообильны карбонатные породы нижнего палеозоя. На севере (хр. Путорана) и на юге известны пресные воды в палеозойских отложениях, в туфогенной толще и в траппах. По долинам многих рек (бассейны Нижней Тунгуски и Подкаменной Тунгуски), имеются соленые источники с водой хлоридного натриевого, хлоридного кальциевого состава, свидетельствующие о наличии в глубоких частях бассейна, под гидрохимической зоной пресных вод, зон солоноватых и соленых вод до рассолов включительно.

Значительная часть грунтовых и пресных артезианских вод бассейна, особенно на северо-востоке его, промерзлена в связи с развитием зоны многолетней мерзлоты. Ее мощность на северной окраине бассейна составляет несколько сот метров. К югу мощность мерзлых пород уменьшается и в связи с этим ресурсы пресных подземных вод сильно возрастают. Существенное значение в гидрогеологии южной, восточной и северной окраин бассейна имеют трещинные воды трапповой формации.

Хатангский артезианский бассейн

Хатангский артезианский бассейн впервые был выделен М. М. Васильевским [1938]. Он приурочен к крупному прогибу, расположенному между Таймырской складчатой областью на севере и Средне-Сибирским плоскогорьем на юге. Границы его условны и проводятся: на западе — по водоразделу между бассейнами рр. Пясины и Хатанги; на севере — по линии контакта толщи четвертичных отложений со смятыми в складки пермскими и триасовыми отложениями Таймырской складчатой области; на востоке слагающие его водоносные комплексы погружаются ниже уровня Хатангского, Анабарского и Оленекского заливов. По берегам Карского моря на восток бассейн протягивается до междуречья Оленек—Лена.

Положение южной границы артезианского бассейна неясно. Одни исследователи (М. М. Васильевский, И. К. Зайцев и др.) проводят ее по уступу Средне-Сибирского плоскогорья; другие (П. Д. Сиденко) — отодвигают на юг и включают бассейн стока поверхностных и подземных вод со стороны Средне-Сибирского плоскогорья в Хатангский артезианский бассейн. В таком случае граница охватывает нижние бассейны стока рр. Котуя, Анабара и Оленека. На востоке она проводится по возвышенности Бырая-тас. И. К. Зайцев [1955] выделяет бассейны рр. Котуя и Оленека в самостоятельные гидрогеологические районы.

В первом приближении на территории бассейна выделяются:

1. Северное крыло и центральная часть Хатангского бассейна с двумя гидрогеологическими районами: а) Хатангским, б) Анабар-Оленекским.

2 Южное приподнятое крыло Хатангского бассейна в пределах северного склона Средне-Сибирского плоскогорья, здесь также выделяются несколько гидрогеологических районов Из них наиболее важные Нижне-Котуйский и Нижне-Оленекский

Сток подземных и поверхностных вод с перечисленных площадей направлен на север, в Хатангский артезианский бассейн

В строении бассейна принимают участие все три гидрогеологические комплекса. Из них комплекс юрских, меловых и четвертичных отложений выполняет Хатангский бассейн Комплекс отложений перми и триаса наиболее широко выходит на поверхность на южном крыле бассейна и особенно в западной части крыла. Площадь распространения комплекса нижнепалеозойских отложений охватывает южное приподнятое крыло бассейна.

Бассейн находится в пределах мощной мерзлой зоны, среди которой прослеживаются участки таликов (подрусловых, подозерных и конусов выноса) В отдельных частях Хатангского артезианского бассейна встречены подмерзлотные и межмерзлотные артезианские воды в палеозойских и мезозойских отложениях Эти воды солоноватые и соленые до рассолов включительно (Нордвик) Температура соленых вод отрицательная — от 0 до минус 12°. Естественные выходы подмерзлотных соленых вод в виде источников известны в бассейне р Хатанги (Соколовские ключи). Наиболее широко пресные воды распространены в подрусловых, подозерных таликах и в конусах выноса.

Огромная мощность в бассейне мерзлой зоны, достигающая местами 500 *м*, определяет значительную глубину залегания подмерзлотных вод Большая часть пресных подземных вод (грунтовых и артезианских) скована многолетней мерзлотой Известны подмерзлотные соленые воды, газирующие метаном

Якутский артезианский бассейн

Якутский артезианский бассейн приурочен в основном к обширной Лено-Вилюйской впадине и склонам Анабарского и Алданского кристаллических щитов Граница бассейна на севере проводится по контакту верхнепротерозойских отложений с архейскими кристаллическими породами Анабарского щита, восточнее она совпадает с южной границей Хатангского артезианского бассейна Восточная граница проходит по линии контакта меловых и юрских отложений со складчатым верхоянским комплексом и далее на юг — со складчатым нижнепалеозойским комплексом Южная граница Якутского бассейна совпадает с контактом между кембрийскими и архейскими кристаллическими породами Алданского массива, далее на запад — с контактом между отложениями нижнего палеозоя и докембрийскими и архейскими породами Мамо-Патомского гидрогеологического массива. Западная граница проводится условно по водоразделу между бассейнами стока р Лены и р Нижней Тунгуски, а на крайнем севере — по водоразделу между бассейнами стока р Оленека и р. Котуя Учитывая особенности строения, западную границу Якутского бассейна можно проводить несколько восточнее его гидрологической границы а именно по восточной окраине Тунгусской впадины.

В строении Якутского артезианского бассейна принимают участие юрские и меловые терригенные породы морского и континентального происхождения, слагающие внутреннюю, низменную часть бассейна и Предверхоянский прогиб (рис 16) На северной и южной окраинах бассейна на поверхность выходят морские существенно карбонатные породы нижнего палеозоя, а на западе — терригенные угленосные континентальные и туфогенные лавовые породы перми и триаса (тунгусская толща)

Фундамент бассейна вскрыт на его южном крыле на глубинах 500—1600 *м* В частности, в окрестностях г. Якутска кристаллические породы

фундамента залегают под юрскими отложениями всего лишь на глубине около 660 *м*, что свидетельствует о значительных неровностях кристаллического ложа. Наиболее глубоко оно залегает (свыше 3 *км*), по-видимому, в Предверхоянском прогибе и Вилюйской впадине.

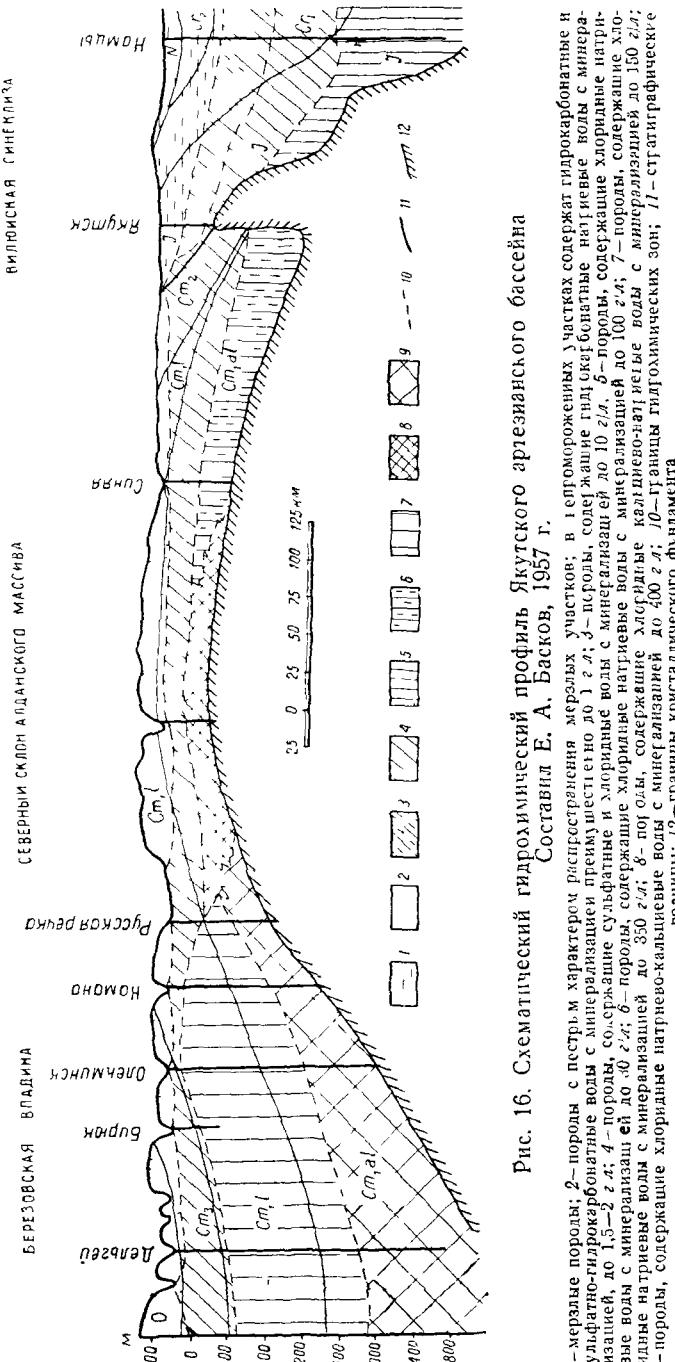


Рис. 16. Схематический гидрохимический профиль Якутского артезианского бассейна
Составил Е. А. Басков, 1957 г.

1 – мерзлые породы; *2* – породы с пестрым характером распространения мерзлых участков; в гетероморженных участках содержат гидрокарбонатные и сульфатно-гидрокарбонатные воды с минерализацией преимущественно до 1 *г/л*; *3* – породы, содержащие гидрокарбонатные натриевые воды с минерализацией, до 1,5—2 *г/л*; *4* – породы, содержащие сульфатные и хлоридные воды с минерализацией до 10 *г/л*; *5* – породы, содержащие хлоридные натриевые воды с минерализацией до 40 *г/л*; *6* – породы, содержащие хлоридные натриевые воды с минерализацией до 100 *г/л*; *7* – породы, содержащие хлоридные натриевые воды с минерализацией до 350 *г/л*; *8* – породы, содержащие хлоридные кальциево-натриевые воды с минерализацией до 150 *г/л*; *9* – породы, содержащие хлоридные натриево-кальциевые воды с минерализацией до 400 *г/л*; *10* – границы гидрохимических зон; *11* – стратиграфические границы; *12* – границы кристаллического фундамента

В пределах Якутского бассейна распространена зона многолетней мерзлоты, мощность которой на севере до 400—500 *м*, на юге до 50—100 *м*. В Центрально-Якутской низменности мощность этой зоны достигает своего максимального развития — 500 *м* и более.

Наиболее водообильны карбонатные породы палеозоя, с которыми связаны источники как пресных, так и соленых вод, иногда большого дебита (до 20 *л/сек* и более). Во внутренней части бассейна артезианские воды вскрыты буровыми скважинами в г. Якутске и его окрестностях в юрских отложениях на глубине порядка 300 *м* и более. Они используются для водоснабжения. Воды мезозойских отложений вскрыты также в г. Вилюйске, в Сангарах и других пунктах. В четвертичных отложениях воды приурочены к подрусловым и подозерным таликам, встречаются также межмерзлотные воды, в том числе термокарстовые, питающие многодебитные источники.

Состав подземных вод Якутского артезианского бассейна отличается большим разнообразием. Пресные воды выявлены среди отложений кембрия, ордовика, силура. Эти воды гидрокарбонатные кальциевые, реже — сульфатные кальциевые и более сложные гидрокарбонатно-сульфатные магниево-кальциевые и др. Наряду с пресными в более глубоких слоях палеозойского комплекса появляются солоноватые воды с минерализацией от 1 до 10 *г/л*, для которых характерен иной состав. Это преимущественно сульфатно-хлоридные и хлоридно-сульфатные кальциево-натриевые и натриево-кальциевые воды. Для солоноватых вод верхоленской свиты (Cm_3) и устькутской свиты (O_1) весьма характерны сульфатные кальциевые воды.

На значительной глубине встречены соленые воды и рассолы. Их минерализация возрастает от 10 до 100 *г/л* и более. В составе глубоких вод палеозойских отложений преобладают хлоридные натриевые или хлоридные кальциево-натриевые воды. При концентрации свыше 275 *г/л* отмечается повышенное содержание хлоридов кальция, которые нередко становятся преобладающими. Таков, например, состав воды из толбинской свиты нижнего кембрия (скважина на р. Намане). Формула состава этой воды приводится по данным Е. А. Баскова, А. И. Кукуева и Е. Г. Суворовой [1956].

$$M301\ г/кг\ \frac{Cl\,99}{Ca71\ Na16\ Mg12}.$$

Крепкие рассолы имеют широкое региональное распространение в глубоких частях на южном и юго-западном крыле бассейна.

Среди артезианских вод мезозойских отложений по составу выделяются: 1) воды гидрокарбонатные кальциевые, магниево-кальциевые и реже кальциево-магниевые, типичные для источников и вод неглубокого залегания; 2) воды сульфатно-гидрокарбонатные натриевые и гидрокарбонатно-сульфатные натриевые, хлоридно-гидрокарбонатные кальциево-натриевые и др. В некоторых местах на очень больших глубинах в мезозойских отложениях скважинами были вскрыты пресные воды. Так, по данным Е. А. Баскова, А. И. Ефимова, В. М. Максимова и др., в Якутске на глубине 300—500 *м* состав воды таков:

$$M1{,}2-1{,}4\ \frac{HCO_3\,25—49\ SO_4\,29—44\ Cl\,22—25}{(K+Na)\,84—96\ Mg\,10\ Ca\,4—6}.$$

В Вилюйске, на глубине 1000—2000 *м:*

$$M0{,}6\ \frac{(HCO_3+CO_3)\,78\ Cl\,14\ SO_4\,8}{Na88\ Ca6\ Mg5}.$$

На правом берегу р. Алдана в юрских отложениях на глубинах 500—1500 *м*, по данным Е. А. Баскова, вскрыты пресные хлоридно-гидрокарбонатные натриевые воды. Глубокими скважинами, например Китчанской (глубина 1 *км*) в мезозойских отложениях наряду с пресными водами вскрыты местами хлоридные кальциево-натриевые рассолы [Максимов, 1955].

Представляет интерес малая минерализация вод некоторых источников, связанных с мезозойскими отложениями; при гидрокарбонатном кальциевом составе воды она выражается в сотых долях грамма на литр. Такая малая минерализация обычно характерна и для вод четвертичных отложений. Лишь в случае подтока поднимающихся подмерзлотных вод увеличивается содержание сульфатов и хлоридов натрия, растет и минерализация.

Характерной особенностью Якутского артезианского бассейна является широкое распространение в центральных и южных частях его верхней гидрохимической зоны пресных артезианских вод, мощность которой наиболее велика в центральной части бассейна, выполненной мезозойскими отложениями третьего комплекса. На южном и юго-западном крыле бассейна, в пределах развития палеозойских отложений, мощность гидрохимической зоны пресных вод уменьшается до 300—500 *м*. Нижняя граница зоны пресных вод находится здесь примерно на уровне дна наиболее глубоко врезанных долин. На бо́льших же глубинах преобладают солоноватые, соленые воды и рассолы до крепких включительно. На северо-западном крыле бассейна пресные воды промерзлы. Под мерзлой зоной вскрыты соленые воды с отрицательной температурой, которые с глубины 400—500 *м* от поверхности земли приобретают положительную температуру 0—+1°, [Ефимов, 1957]. Гидрогеологические исследования на северо-западном крыле бассейна продолжаются.

В пределах Якутского артезианского бассейна выделяются: центральный район, сложенный юрскими и меловыми отложениями с мощной зоной пресных и слабо солоноватых артезианских подмерзлотных вод, и районы на крыльях бассейна, сложенные палеозойскими породами с преимущественным развитием соленых вод и рассолов. На севере воды Якутского артезианского бассейна сливаются с водами Хатангского артезианского бассейна. На юго-западе в Якутский бассейн вливаются воды Верхне-Ленского артезианского бассейна.

Подземные воды бассейна используются для питьевого водоснабжения в г. Якутске и других населенных пунктах для лечебных и промышленных целей в юго-западной и центральной частях бассейна.

Ангаро-Ленский артезианский бассейн

Ангаро-Ленский артезианский бассейн находится на юге Сибирской платформы, в основном в пределах Иркутского амфитеатра (рис. 15). Его территория дренируется долинами систем Ангары, Верхней Лены и Кана. Бассейн построен очень сложно и разделяется на ряд артезианских бассейнов второго порядка: 1) Верхне-Ленский; 2) Иркутский; 3) Канский; 4) Ангарский. Объединение четырех вышеперечисленных бассейнов в Ангаро-Ленский было предложено И. К. Зайцевым [1955].

Верхне-Ленский артезианский бассейн расположен в верхнем течении р. Лены и вытянут с юго-запада на северо-восток. На юго-востоке он ограничен Восточно-Сибирской складчатой областью, на северо-западе соединяется с Тунгусским и Ангарским артезианскими бассейнами. На юго-западе располагается водораздел между Верхне-Ленским и Иркутским артезианскими бассейнами, на северо-востоке, в районе Киренского поднятия, находится условная граница между Якутским и Верхне-Ленским артезианскими бассейнами.

Бассейн приурочен к Прибайкальскому прогибу и сложен в восточной части кембрийскими отложениями, в западной — ордовикскими и в меньшей степени силурийскими. В восточной части бассейна отложения нижнего кембрия собраны в складки северо-восточного простирания. Это позволяет рассматривать Верхне-Ленский бассейн как систему гидравлически связанных артезианских бассейнов третьего порядка. Мерз-

лая зона в бассейне невелика по мощности, имеет островной характер. Значительные по площади талики обеспечивают водообмен поверхностных вод и атмосферных осадков с подземными водами.

В артезианском бассейне известно много источников с пресными, а также с солоноватыми и солеными водами, имеются источники и с сероводородными водами. В большинстве случаев соленые источники приурочены к карбонатным породам и выходят в ядрах антиклинальных складок, в месте пересечения последних долинами рек. Дебит некоторых источников велик — порядка десятков литров в сутки. Одни из них — пресные — используются для водоснабжения, другие — минеральные — для выварки соли и в лечебных целях. Известные в Верхне-Ленском артезианском бассейне Усть-Кутские соленые источники используются для выварки соли и лечения. Состав их воды:

$$M140\,\frac{Cl\,94\;SO_4 5}{Na95}\,.$$

Работами Е. А. Баскова, И. К. Зайцева [1955], А. И. Кукуева [1955] и других исследователей в последние годы установлена гидрохимическая зональность бассейна и наличие всех основных гидрохимических зон до крепких рассолов в глубоких частях бассейна включительно.

Иркутский артезианский бассейн приурочен к Предсаянскому прогибу. Он вытянут с юго-востока на северо-запад и ограничен на юге Байкальской и Саянской складчатыми областями. На севере он соединяется с Ангарским артезианским бассейном, а на востоке — с Верхне-Ленским. Породы, слагающие Иркутский бассейн, объединяются в два комплекса: нижний — палеозойский, представленный отложениями кембрия и ордовика, и верхний — юрский. Мерзлая зона в бассейне только островная.

Наиболее водообильными являются карбонатные породы кембрия, в которых местами сильно развиты карстовые явления. Для кембрийских, карбонатных и галогенных отложений установлены три гидрохимические зоны: верхняя — пресных вод, средняя — солоноватых и нижняя — соленых вод и рассолов.

Характерной особенностью Иркутского артезианского бассейна является повсеместное распространение зоны соленых вод и рассолов. Мощность ее в глубоких частях бассейна свыше 2 *км*. Развитию этой зоны благоприятствует наличие в кембрийских отложениях соленосных образований и залежей солей. Рассолы Иркутского артезианского бассейна вскрыты глубокими скважинами (Половинкинской, Бельской, Осинской и др.).

Состав рассола Осинской скважины весьма интересен по исключительно высокому содержанию калия и его преобладанию над натрием, по резкому преобладанию кальция над магнием и суммой натрия и калия. Хлорбромный коэффициент рассола близок 38. По-видимому, рассол Осинской скважины является результатом глубоких и длительных изменений маточных рассолов в процессе их медленной миграции при высоких температурах.

В более высоких, близких к поверхности, водах минерализация меньше, а по составу они ближе к типу обычных соленых вод и слабых рассолов, наиболее широко распространенному в Восточно-Сибирском артезианском бассейне. Таковы, например, воды весьма популярных источников курорта Усолье Иркутское, которые используются в лечебных делях. Их состав:

$$M46\,\frac{Cl\,88\;SO_4 11}{Na86\;Ca10}\,.$$

Сходную (с Усольской) по составу и степени минерализации артезианскую воду можно получить на некоторой глубине в любом месте Иркутского бассейна, за исключением лишь его южной окраины.

В гипсоносных отложениях кембрия, ордовика и силура в зоне свободного водообмена залегают наряду с гидрокарбонатными также сульфатные кальциевые воды, примером которых может служить вода источника Наймодаевского в долине р Залари

$$M3{,}0\,\frac{SO_4 72\,Cl\,17\,HCO_3 11}{Ca 67\,Mg 19\,Na 17};\ t\ 4^{\circ}.$$

В юрских отложениях известно от двух до пяти-шести горизонтов преимущественно пресных вод, нередко жестких, которые в ряде мест используются для водоснабжения Такие гидрохимические условия наблюдаются там, где подошва юрских отложений располагается на одном уровне с основанием аллювиальных отложений нижней террасы р Ангары или выше. В районах, где основание юрской водоносной толщи опускается значительно ниже уреза р. Ангары и ее главных притоков, гидравлическое соотношение между юрским и нижнепалеозойским водоносными комплексами приводит к переливу солоноватых и соленых вод из нижнепалеозойских отложений в юрские и к засолению вод нижних водоносных горизонтов юры Это явление широко распространено в Иркутском бассейне, где скважины в основании юрской толщи в подстилающих кембрийских известняках местами вскрыли солоноватые, метановые, сероводородные воды, непригодные для водоснабжения, но имеющие лечебное значение

Канский артезианский бассейн располагается между Енисейской и Саянской складчатыми областями На севере и востоке он граничит с Ангарским бассейном (условно по водоразделу между бассейнами рр. Бирюсы и Уды). Гидрогеология Канского бассейна сложна и мало изучена В его строении участвуют

1) нижний водоносный комплекс отложений нижнего и среднего палеозоя (Cm, O, S, D), в котором наряду с пресными водами содержатся (на глубине) соленые воды и рассолы;

2) пермский водоносный комплекс — на севере,

3) юрский водоносный комплекс — во внутренних частях бассейна

Нижний водоносный комплекс характеризуется наличием соленых вод и рассолов Выходы их из нижнепалеозойских отложений имеются по долинам Бирюсы, Тасеевой, Усолки, Туманшета А С Хоментовский отмечает, что подъем соленых вод нередко происходит в ядрах куполов и антиклинальных структур

Основной пояс нарушений, с которыми связана разгрузка соленых артезианских вод с больших глубин, прослеживается от Туманшетского района на север и от Канска до впадения р Усолки и в р Тасееву Он протягивается вдоль восточного склона Енисейской складчатой области

Дебит источников соленых вод (в отличие от источников Верхне-Ленского бассейна) невелик, но концентрация солей в этих водах более значительна Особенно велика она там, где не происходят разбавления восходящих рассолов вышележащими пресными грунтовыми водами.

Ордовикские отложения характеризуются слабой водоносностью нижних своих горизонтов. Значительно более высокой водообильностью отличаются верхние мощные водоносные горизонты песков и песчаников, а также разделяющий их горизонт закарстованных известняков Воды последнего питают достаточно мощные пресные источники, дебит которых изменяется от долей до нескольких литров в секунду. Минерализация воды источников в долине р Бирюсы 0,2—0,5 *г/л*.

В областях питания палеозойского комплекса многими исследователями отмечаются пресные воды С погружением слоев к северу минерализация вод повышается и происходит изменение их от гидрокарбонатных в сульфатные и далее в хлоридные В глубоких частях бассейна повсеместно развиты хлоридные воды — соленые и рассолы.

Водоносность девонского комплекса пород слабо изучена и, видимо, невелика. В пермских отложениях имеется много водоносных горизонтов, в том числе приуроченных к пластам углей. Траппы отличаются неоднородной водоносностью и хорошим качеством воды. В юрских отложениях имеется несколько, преимущественно пресных водоносных горизонтов, разделенных водоупорными глинами и аргиллитами. Местами в более глубоких слоях юрских песчаников встречаются соленые воды.

В бассейне можно выделить два гидрогеологических района: на севере — Тасеевский, на юге — Рыбинский.

Рыбинский гидрогеологический район на западе через широкий «пролив» соединяется с Чулымским артезианским бассейном Западной Сибири. Канский артезианский бассейн в целом следует рассматривать как крупное вместилище соленых вод и рассолов. В северной его части в воде некоторых источников отмечается высокое содержание калия.

Ангарский артезианский бассейн окружен с севера, востока, юга и запада артезианскими бассейнами: Тунгусским, Верхне-Ленским, Иркутским и Канским. Лишь на северо-западе небольшая часть его непосредственно примыкает к Енисейскому гидрогеологическому массиву. Территория бассейна дренируется долинами системы р. Ангары. Слагающие его толщи на юге и востоке объединяются в первый гидрогеологический — нижнепалеозойский — комплекс, на севере — во второй — тунгусский. Значительное место в бассейне занимают массивы траппов с трещинными водами.

Водоносность пород первого комплекса наиболее велика, особенно карбонатных пород кембрия и ордовика, которые сильно закарстованы. Дебит источников, питаемых карстовыми водами, изменяется от единиц до литров в секунду. Карстовые воды кембрийских известняков пресные гидрокарбонатные кальциевые и магниевые, умеренно жесткие и жесткие. Ниже среза местной гидрографической сети пресные воды сменяются солоноватыми, с глубиной переходящими в соленые и рассолы. Соленые бромоносные источники известны, по И. Я. Баранову, на р. Видим, соленые — на о-ве Наротай, на р. Ангаре, в 80 *км* от г. Братска на восток и по Илиму, где находится Илимский солеваренный завод. Состав воды Илимских (Шестаковских) источников:

$$M112\frac{Cl\,96}{Na93}Br60.$$

Источники рассолов вытекают в пределах ядра антиклинальной складки, сложенной породами нижнего и верхнего кембрия, прикрытыми на крыльях нижне- и верхнеордовикскими отложениями; дебит источников невелик.

В нижнепалеозойском комплексе, особенно в карбонатных свитах, в зоне интенсивного движения подземных вод заключены пресные воды, на значительных глубинах ниже местной дренажной сети находятся соленые воды, проявляющиеся по долинам рек. Главным источником солей в водах Ангарского, как и окружающих его бассейнов, является широкое распространение в нижнем палеозое соленосных толщ. На больших глубинах (более километра), не вскрытых водопроводящими тектоническими трещинами, можно рассчитывать на наличие здесь зоны весьма замедленного водообмена. Аналогом вод этой зоны являются воды глубоких слоев палеозоя, вскрытые Осинской скважиной в Иркутском артезианском бассейне. Наряду с гидрокарбонатными и хлоридными водами в гипсоносных породах нижнего палеозоя довольно широко распространены жесткие гипсовые воды. Так, например, к песчаникам ордовика приурочены источники с дебитом от 0,1 до 7 *л/сек*. Минерализация вод источников 0,2—0,4 *г/л*. Воды эти в Братском районе лучшие по качеству. К северу от г. Братска среди глин залегают гипсоносные песчаники, сульфатные воды которых жесткие, с минерализацией 0,6—

1,8 *г/л*. Водоносность пород второго тунгусского комплекса довольно значительна. В верхней зоне воды пресные и приурочены к пластам песчаников и углей.

Водообильность траппов непостоянна, в большинстве случаев эти породы слабо водоносны. Наряду с редкими источниками, имеющими дебит до 10 *л/сек*, среди источников, питаемых водами траппов, обычно встречаются малодебитные. Иногда подземные воды в траппах накапливаются в их основании, над подстилающими водоупорными горизонтами глинистых палеозойских пород. В этих случаях и источники выходят в основании траппов. Качество воды трапповых массивов удовлетворительное.

Иногда плотные, маловодопроницаемые залежи траппов служат водоупорным основанием для покрывающих их хорошо водопроницаемых карбонатных или песчаных отложений палеозоя.

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ МАССИВЫ И СКЛАДЧАТЫЕ ОБЛАСТИ

Среди многочисленных массивов Сибири и Дальнего Востока обособленное положение — на стыке трех артезианских бассейнов — Хатангского, Тунгусского и Якутского, занимает древнейшая допалеозойская Анабарская складчатая область, а также находящийся на востоке от него Оленекский массив (между Хатангским и Якутским бассейнами) Остальные гидрогеологические массивы почти непрерывной цепью опоясывают Западно-Сибирскую и Восточно-Сибирскую группы артезианских бассейнов.

На севере находятся палеозойские складчатые области — Таймырская и островов Северного Ледовитого океана, на западе — Уральская На юге Сибири с запада на восток следуют непрерывно одна за другой палеозойские складчатые области· Северо-Казахстанская, о которой было сказано ранее, за ней — Саяно-Алтайская, Саяно-Енисейская, северная (приенисейская) ветвь которого отделяет Западно-Сибирский артезианский бассейн от группы Восточно-Сибирских бассейнов, и, наконец, — Восточно-Сибирская (юго-восточная часть последней — мезокайнозойского возраста).

На юго-востоке находится сложная система преимущественно мезокайнозойских гидрогеологических массивов южной части Якутии и Дальнего Востока; на востоке и северо-востоке — Джугджурский и сложный Верхояно-Колымский и Чукотский мезо-кайнозойские массивы и, наконец, на крайнем востоке располагаются самые молодые, еще не вполне сформировавшиеся, гидрогеологические складчатые области — Корякская, Камчатская и Курильская, Сахалинская; для них характерно сложное сочетание гидрогеологических массивов и артезианских бассейнов.

Допалеозойские гидрогеологические массивы и складчатые области

Анабарская древнейшая складчатая область образует сложный гидрогеологический узел на стыке трех крупных артезианских бассейнов· Хатангского, Якутского и Тунгусского. Она представляет собой выступ архейского фундамента Сибирской платформы. Границы проводятся по линии контакта архейских кристаллических образований с несогласно налегающими на них отложениями верхнего протерозоя и нижнего кембрия.

В пределах Анабарской области находятся три округа стока: Анабарский — восточный, Хатангский — северный и западный; Оленекский — южный.

Можно предполагать, что трещинные подмерзлотные воды Анабарского массива находятся на глубине порядка 300—400 *м* от поверхности

под мерзлой зоной. Не исключена возможность выхода этих вод на поверхность по долинам рек, по молодым тектоническим разломам. Главнейшие разломы протягиваются с юго-востока на северо-запад. Другая система трещин, видимо, имеет северо-восточное простирание. Некоторый интерес могут представлять подрусловые воды в долинах рек.

Небольшие выступы докембрийских кристаллических пород известны к северу от Анабарской области по р. Попигаю и на восток, по р. Оленеку. Гидрогеология их не изучена.

Алданская складчатая область

Поверхность Алданской складчатой области представляет собой плоскогорье с высотами до 1000—1200 *м* и отдельными гольцовыми грядами до 1600 *м* абсолютной высоты. Относительное превышение плоских водоразделов над дном долин 100—200—300 *м* и более. Дренируется эта площадь р. Алданом и его притоками, на западе — р. Олекмой. На севере она граничит с Якутским артезианским бассейном, на востоке — с Джугджурским, на юге — со Становым, на западе — с Восточно-Сибирским складчатыми массивами.

Для Алданской складчатой области характерно развитие мерзлой зоны со значительными таликами. Мощность мерзлой зоны, по Н. А. Вельминой [1959], от 20 до 100 *м* и более. В отдельных случаях она достигает 150 *м*. Мощность мерзлой зоны меньше на водоразделах и больше в долинах, на склонах и на высоких гольцах. Поэтому наибольшее значение в пределах массива приобретают подмерзлотные и подрусловые воды.

Среди главных водоносных комплексов массива выделяются: комплекс докембрийских кристаллических пород с трещинными водами; комплекс карбонатных нижнекембрийских отложений с трещинно-карстовыми водами; комплекс песчано-глинистых юрских отложений с межпластовыми артезианскими водами. Подчиненное, локальное, положение занимает комплекс аллювиальных отложений с водами подрусловых потоков иногда значительной производительности.

Трещинные воды первого комплекса приурочены к тектоническим трещинам и к коре выветривания гранитов, гнейсов и подчиненных им амфиболитов и кварцитов. Предполагается, что глубина обводнения трещин до 100 *м*, реже до 200—300 *м*, а в отдельных локальных глубоких молодых нарушениях воды могут проникать и на несколько сотен метров, особенно на юге области.

Подмерзлотные трещинные воды на водоразделах и склонах залегают на различной глубине — от нескольких до 50—80 *м* и более. На дне долин глубина залегания трещинных вод наименьшая. Амплитуда колебаний уровня трещинных вод в скважинах, по Н. А. Вельминой и В. В. Узембло [1959], достигает 10—22 *м;* наиболее низко уровень трещинных вод стоит в апреле — в критический водный период, а наиболее высоко — в июне—октябре, в период максимального выпадения атмосферных осадков. Напорные трещинные воды в разных точках района были вскрыты на глубинах в 20, 40, 80 *м* и более. Скважины, заложенные по долинам рек, нередко фонтанировали.

Водообильность пород неоднородна. Дебит источников изменяется в широких пределах. Отмечены малодебитные источники, вытекающие непосредственно из гранитов, а также на контакте гранитов и других архейских кристаллических пород с дайками основных изверженных пород. Дебиты всех этих источников нередко превышают 0,5 *л/сек*.

Бо́льшими дебитами характеризуются источники, приуроченные к молодым послеюрским зонам трещин тектонических нарушений. Дебиты этих источников составляют десятки литров в секунду и более. Так, суммарный дебит некоторых субаквальных источников в критический

водный период (с февраля по апрель), по данным Н. А. Вельминой и В. В. Уземблo, составлял от 20—30 до 100 *л/сек;* в исключительных случаях 200 *л/сек* (на р. Малый Немныр), около 200 *л/сек* (р. Горбылях) и до 420 *л/сек* (ручей Командирский).

Дебиты скважин, шурфов и других горных выработок, заложенных на водоразделах, обычно составляют десятые и сотые доли литров в секунду и менее. Дебиты выработок на дне долин изменяются в широких пределах Так, в шахте одного рудника (300 *м* от р. Куронаха) на глубине 39 *м* наблюдался капеж, нижний горизонт был сух, хотя и расположен ниже уреза воды ручья, протекающего рядом. Лишь при вскрытии зияющих трещин водопритоки в выработки бывают значительными и выражаются в 1—2 *л/сек* и более. Наиболее водообильные скважины, вскрывшие трещинные воды кристаллических пород, характеризовались дебитами в 0,5—1 *л/сек* при самоизливе и до 2 *л/сек* при откачке.

Температура подземных вод Алданского кристаллического массива на участках развития мерзлой зоны не свыше 0°,5; в пределах таликов она повышается до 1—2°. В отдельных случаях замерены температуры воды источников (до 12—16°), свидетельствующие об увеличении температуры подземных вод с глубиной.

Минерализация вод крайне низка и обычно составляет сотые, реже десятые доли граммов на литр при общем преобладании гидрокарбонатных кальциевых и реже — магниевых и натриевых вод. Сводная формула состава трещинных вод из скважин месторождений Сивагли и Таежное такова (по Н. А. Вельминой и В. В. Уземблo, 1959):

$$M0{,}051-0{,}128\,\frac{HCO_3 55-83\ Cl\ 12-26\ SO_4 2-19}{Ca 25-76\ Mg 19-64\ (Na+K)\ 5-46}.$$

Отметим присутствие в отдельных случаях хлоридов магния и возрастание содержания иона хлора с увеличением минерализации воды.

Состав газов, растворенных в водах источников и скважин, по данным трех анализов свидетельствует о воздушном их происхождении:

$$CO_2 3{,}53-7{,}35;\ O_2 5{,}08-8{,}72;\ N_2 + \text{редкие}\ 87{,}57-88{,}82.$$

Очень малая минерализация трещинных подземных вод Алданского массива, в отдельных случаях 0,05—0,07 *г/л,* быть может, указывает на участие в их образовании процессов конденсации паров в трещинах мерзлых пород.

Водоносный комплекс нижнекембрийских карбонатных пород имеет подчиненное значение. В центральных частях Алданского кристаллического массива отдельные поля кембрийских отложений встречаются на водоразделах или выполняют глубокие тектонические впадины. Эти породы в краевых частях массива выступают на поверхность, а в центральной части прикрыты юрскими отложениями (Чульманский артезианский бассейн). На северной и восточной окраинах массива кембрийские отложения имеют более существенное значение и даже образуют в пределах массива небольшие бассейны трещинно-карстовых вод (Юхтинско-Ыллымахский и Гынымский).

Несмотря на наличие мерзлой зоны, для карбонатных пород нижнего кембрия типично широкое развитие карстовых явлений, отмеченных впервые А. Миддендорфом, позднее Ю. А. Билибиным, а затем Н. А. Вельминой и др. Здесь имеются карстовые воронки, пещеры, исчезающие реки, сухие участки русел некоторых рек с поглощающими воронками. С увеличением мощности карбонатных пород более широко развиваются и карстопроявления. В бассейне р. Учура отмечены крупные отрицательные формы карстового рельефа — карстовые до́лины и котловины.

Мерзлая зона не является препятствием для развития карста На сильно закарстованных участках она обычно отсутствует, будучи

уничтоженной энергично развивающимся карстовым процессом. Карстовые воды проникают до поверхности кристаллических пород и стекают в долины рек, где появляются мощные карстовые источники.

Долины наиболее глубоко врезанные, в районах с относительно низким положением фундамента, обычно характеризуются повышенным модулем стока, тогда как неглубокие долины, в районах с относительно высоким положением поверхности фундамента, отличаются пониженным модулем стока. Типичным примером могут служить многоводная долина р. Якокута и маловодные смежные с ней долины рр. Джеконды и левого Ыллымаха. Вода из двух последних стекает по поверхности кристаллических пород в долину р. Якокута, просачиваясь через толщу доломитов [Билибин, 1937].

Пластовые интрузии в толще карбонатных пород кембрия являются местными относительными водоупорами и создают некоторую этажность в расположении водоносных зон.

Мощность основного кембрийского водоносного горизонта измеряется от немногих метров на южной окраине Алданского массива до 100 *м* и более на севере и востоке. Отдельные острова кембрийских пород в центральных частях Алданского района, находящиеся на междуречьях, хорошо дренированы, мало обводнены и в ряде мест, особенно при малой мощности кембрия, остаются сухими до фундамента. Модуль подземного стока в карбонатных породах до 1 *л/сек*. Источники, вытекающие из доломитов и известняков кембрия, отличаются значительным дебитом в десятки и более литров в секунду. Дебиты скважин изменяются от десятых долей до нескольких литров в секунду.

Состав подземных вод кембрийского водоносного комплекса таков (Н. А. Вельмина и В. В. Узембло):

$$M0{,}120-0{,}525\ \frac{HCO_3 52-97\ SO_4 4-23\ Cl\ 3-24}{Ca\ 19-61\ Mg\ 25-66\ Na\ 7-16}.$$

Состав растворенных газов в одной из проб воды источника в %: CO_2 4,2; O_2 3,5; N_2 + редкие газы 92,3.

Эти данные свидетельствуют о питании карстовых массивов атмосферными и поверхностными водами.

Крупные ресурсы подземных вод имеются в Юхтинско-Ыллымахском карстовом бассейне, расположенном к югу от г. Алдана. Этот бассейн приурочен к прогибу поверхности кристаллического фундамента, выполненному мощной толщей кембрийских карбонатных пород, местами прикрытых небольшими полями юрских отложений. Еще более крупный бассейн трещинно-карстовых вод — Гынымский — находится на востоке Алданского гидрогеологического массива.

Юрский водоносный комплекс песчано-глинистых континентальных угленосных отложений залегает или непосредственно на кристаллических породах Алданского массива или на кембрийских отложениях. Наиболее крупные поля юрских образований сохранились на юге, в тектонических впадинах. К этим впадинам приурочены замкнутого типа артезианские бассейны, примером которых может послужить более или менее изученный в гидрогеологическом отношении Чульманский артезианский бассейн. Он характеризуется наличием двух водоносных комплексов: I — нижнекембрийских карбонатных пород и II — юрских песчано-глинистых отложений. На северных окраинах Чульманского бассейна водоносность I комплекса, выходящего здесь на поверхность, значительна. На юге бассейна подземные воды в кембрийских отложениях вскрыты скважиной в районе пос. Чульмана, а выходы кембрийских пород известны в нижнем течении р. Чульмана и по р. Тимптону, ниже устья р. Чульмана. Фонтанирование Чульманской скважины происходит с августа по ноябрь; дебит скважины (при самоизливе) в это время составляет не свыше 0,15 *л/сек*.

Юрские отложения Чульманского бассейна разведаны на глубину 230 *м*. В этих пределах вскрыты четыре водоносных горизонта, из них: верхний — грунтовых вод, нижние — артезианские. Водоносность нижней части юрской толщи не выяснена. Глубина залегания подземных вод в юрских отложениях от 26 до 100 *м* и более. Водообильность верхних водоносных горизонтов на водоразделах слабая. Многие штольни; пройденные со склонов водораздельных возвышенностей, практически сухие. Нижние водоносные горизонты, будучи вскрыты в долинах, обусловливают переливы скважин; дебит некоторых скважин до 7 *л/сек*. Удельные дебиты скважин выражаются десятыми долями литра в секунду.

В речных долинах юрский водоносный комплекс нередко проявляется постоянно действующими источниками, дебиты которых выражаются единицами литров в секунду. Бо́льшими дебитами отличаются источники трещин тектонических нарушений в долинах рр. Олонгро, Горбылях и др. По данным 26 замеров, дебит источников изменяется от 1 до 2000 *л/сек*.

Наиболее крупным дебитом характеризуются Тимптонские источники в зоне тектонических нарушений. Их суммарный дебит свыше 4000 *л/сек* в марте при температуре отдельных струй 3—6°С. Отдельные источники этой группы имеют дебит 10—30 *л/сек* и более. Крупнейший из них — «Водопад» — (дебит до 900 *л/сек* зимой и 1600 *л/сек* летом). Выходы воды прослеживаются на расстоянии свыше 2,5 *км* на юго-восточной окраине Чульманского артезианского бассейна. Источники, повидимому, питаются артезианскими водами I и II водоносных комплексов и кристаллических пород. Состав воды одного из источников Тимптонской группы — «Каскад», таков:

$$M0{,}084-0{,}093\ \frac{HCO_3 82-86\ SO_4 16\ Cl\ 9}{Ca 41-43\ Mg 40-43\ (Na+K)\ 14-20};\ t\ 4°,\ D\ \frac{\frac{400}{III-51}}{\frac{670}{IV-52}}\ л/сек$$

Сводная формула состава вод юрских отложений Чульманского артезианского бассейна такова (Н. А. Вельмина и В. В. Уземблo):

$$M0{,}05-0{,}127\ \frac{HCO_3 96-37\ SO_4 48-5\ Cl\ 38-6}{Ca 77-18\ Na 44-17\ Mg 75-7};\ t\ 0{,}1-4.°$$

Жесткость юрских вод 0,4—2 *мг-экв*. В верхних водоносных горизонтах воды юрских отложений пресные гидрокарбонатные переменного катионного состава. С глубиной возрастает их общая минерализация, увеличивается содержание сульфатов и хлоридов натрия. Газовый состав вод скважин и источников верхних горизонтов следующий:

$$CO_2 5-24;\ O_2 2-23;\ N_2 + \text{редкие}\ -60-88\%$$

Более высокое содержание углекислого газа по сравнению с его содержанием в водах гранитов и гнейсов вполне объяснимо окислением углерода и органических веществ в юрских угленосных отложениях бассейна. Значительные изменения минерализации и состава подземных вод Чульманского бассейна происходят во времени; что необходимо учитывать при оценке этих вод для практических целей.

Водоносный комплекс четвертичных отложений представлен делювиально-элювиальными слабо водоносными отложениями и более перспективными аллювиальными галечниками и песками, воды которых используются (колодцами) для водоснабжения в целом ряде населенных пунктов, например в г. Алдане, пос. Чульмане и др. В пос. Лебедином воды аллювиальных отложений и подстилающих их архейских гранитов эксплуатируются с помощью галереи, производительность которой в критический водный период около 10 *л/сек*.

ПАЛЕОЗОЙСКИЕ СКЛАДЧАТЫЕ ОБЛАСТИ

Таймырская складчатая область

Таймырская складчатая область располагается в пределах Таймырского полуострова. На юге она граничит с Прикарским и Хатангским артезианским бассейнами, на севере, западе и востоке омывается морями — Карским и Лаптевых. В пределах области, по геологическим данным, М. М. Васильевский [1938] выделил три вытянутых с юго-запада на северо-восток района: 1) северный — с преимущественным развитием трещинных вод гранитов и пластово-трещинных вод в докембрийских образованиях; 2) средний район — пластово-трещинных и трещинно-карстовых вод нижнего и среднего палеозоя, наиболее перспективный в отношении ресурсов подземных карстовых вод; 3) южный — пластово-трещинных и трещинно-пластовых вод в отложениях перми и триаса. В пределах области развита мощная зона многолетней мерзлоты.

Гидрогеологические условия складчатых областей островов Северного Ледовитого океана, начиная от о. Новая Земля на западе до о. Врангеля на востоке, не изучены.

Саяно-Алтайская складчатая область

К Саяно-Алтайской области относятся горные сооружения, входящие в состав Алтайской и Западно-Саянской горных систем, включая хр. Танну-Оло и другие хребты Тувинской автономной области. Для территории массива характерно развитие островов мерзлой зоны, наибольшая мощность которых наблюдается под вершинами высоких гольцов. Нижняя граница распространения мерзлых пород на склонах гор опускается до 1,5—2 тыс. *м* [И. Я. Баранов].

Саяно-Алтайская складчатая область сложена сильно смятыми в складки докембрийскими и палеозойскими образованиями, прорванными гранитами и другими кристаллическими породами. В котловинах — Тувинской и Кузнецкой — палеозойские отложения прикрыты на сравнительно небольших площадях юрскими.

В пределах области преобладают пресные воды трещинного типа в массивных кристаллических породах, пластово-трещинного — в осадочно-эффузивных толщах и трещинно-карстового—в карбонатных породах палеозойского возраста. Сильная степень смятия пород, их рассланцованность и трещиноватость обусловливают накопление значительных ресурсов подземных вод в трещинах зон выветривания и в особенности тектонических разломов.

Наиболее водообильны закарстованные известняки палеозойского возраста и граниты. Некоторые источники из известняков обладают дебитом в десятки литров в секунду. Так, М. И. Кучин описывает источники из кембрийских известняков с дебитом до 15 *л/сек*, вблизи селения Сарасы (Алтай). Мощный источник с дебитом 40 *л/сек* вытекает из кембрийских известняков вблизи г. Гурьевска (Салаирский кряж). Известны и многие другие источники, связанные с водами карбонатных пород палеозоя. В области известно несколько источников с горячими водами, в том числе Белокурихинский, на базе которого построен курорт.

Состав воды Белокурихинского радонового источника:

$$N_2M0{,}3\,\frac{(HCO_3 + CO_3)\,74\ SO_4\,16\ Cl\,10}{Na89\ Ca7\ Mg4};\ t\ 35{,}2.^{\circ}$$

Большое практическое значение имеют грунтовые аллювиальные воды крупных рек, например р. Томи в пределах Кузнецкой котловины. Саяно-Алтайская область разделяется на три округа поверхностного и подземного стока: а) обский — со стоком в бассейн Оби, имеющий

существенное значение в питании подземных вод прилежащих частей Западно-Сибирского артезианского бассейна; б) енисейский — со стоком в р. Енисей; в) южный — со стоком в озерные котловины западной части Монгольской Народной Республики.

В пределах Саяно-Алтайской области необходимо особо отметить Кузнецкую котловину. Гидрогеологические условия котловины достаточно сложны и своеобразны. В центральной части ее выделяются небольшие артезианские бассейны с водоносными горизонтами, приуроченными к юрским отложениям. Водообильность этих горизонтов значительна. Качество воды хорошее. В основании бассейнов залегают слабо дислоцированные пермские отложения, которые, по-видимому, составляют нижний ярус артезианского бассейна в центральной части Кузнецкой котловины.

В краевых частях котловины пермские отложения и подстилающие их породы среднего палеозоя сильно дислоцированы и относятся уже к складчатому обрамлению котловины. Здесь характерно развитие пластово-трещинных вод. В последние годы выявляется гидрохимическая зональность подземных вод Кузнецкой котловины, заключающаяся в смене гидрокарбонатных кальциевых пресных грунтовых вод малой минерализации водами пресными, гидрокарбонатными натриевыми с минерализацией свыше 0,5 *г/л*, залегающими обычно ниже местного базиса эрозии [Гаврюхина, 1950]. В глубоких частях Кузнецкой котловины находятся солоноватые и соленые воды [Белякова, 1956].

Помимо Кузнецкой, в пределах Саяно-Алтайской области имеется несколько котловин менее крупных с небольшими межгорными юрскими артезианскими бассейнами пресных вод. Такова котловина Улухемская (Тувинская) и др.

В пределах области преобладают холодные пресные гидрокарбонатные пластово-трещинные и трещинно-жильные воды, приуроченные к древним метаморфическим и кристаллическим сланцам.

Саяно-Енисейская сложная складчатая область

К Саяно-Енисейской области относятся Восточные Саяны и приенисейские складчатые области: Туруханская и Хантайская, а также Енисейский кряж. От смежной (на запад) Саяно-Алтайской области Саяно-Енисейская область отделяется системой межгорных котловин, примером которых могут служить Енисейско-Чулымская впадина и Минусинские котловины. Приенисейская ветвь Саяно-Енисейского массива протягивается далеко на север по р. Енисею и отделяет Западно-Сибирский артезианский бассейн от Восточно-Сибирского.

Восточный Саян граничит на севере с Ангаро-Ленской группой артезианских бассейнов, а на юге — с Байкало-Чарской складчатой областью. Он является южным, наиболее приподнятым участком Саяно-Енисейского массива.

Мерзлая зона в Восточно-Саянской области достигает весьма значительной мощности — до 265 *м* [Солоненко, 1945]. К периферии Восточного Саяна мощность мерзлой зоны уменьшается, а местами она совсем не прослеживается.

Восточный Саян характеризуется широким развитием холодных пресных гидрокарбонатных трещинных и трещинно-жильных вод в гранитах, архейских и протерозойских образованиях. Существенное значение имеют трещинно-карстовые воды карбонатных пород кембрийского и протерозойского возраста, питающие мощные карстовые источники. Таковы, например, источники подмерзлотных трещинно-карстовых вод по др. Ботоголу с дебитом 21 *л/сек* (зимой), источники на р. Холиголе с суммарным (зимним) дебитом до 60 *л/сек.*

В карбонатных толщах Восточного Саяна широко развиты карстовые явления. Здесь, в бассейне р. Оки отмечены большие карстовые воронки (до 350 *м* в диаметре), исчезающие ручьи и речки, периодически действующие источники. Имеются указания на наличие карстовых озер, из которых вода поступает в карстовые пустоты, и озер, питающихся карстовыми водами. Местами толщи известняков образуют ядра синклинальных структур, к которым приурочены своеобразные с значительными ресурсами бассейны трещинно-карстовых (подмерзлотных) напорных вод. По данным Г. Г. Скворцова [1955], один из таких бассейнов питает мощные источники с дебитом до 300 *л/сек.* Источники с большим дебитом известны на южном склоне Тункинских гольцов.

Небольшие юрские артезианские бассейны в пределах Восточного Саяна существенного значения в их гидрогеологии не имеют. Молодые третичные базальты слагают вершины гор, а базальты четвертичного возраста в виде потоков встречены в некоторых долинах. Молодые вулканы известны в бассейне р. Оки, в долине р. Жан-Балык. Трещинные воды всех этих образований имеют также ограниченное распространение. Местами мощные отложения грубообломочных четвертичных образований могут вмещать значительные ресурсы грунтовых вод.

Наряду с пресными питьевыми водами здесь имеются разнообразные минеральные источники: холодные, теплые и горячие (0,8—42°); по газовому составу — азотные и углекислые. Минерализация их вод невелика. Она изменяется от 0,1 до 3,5 *г/л.* По составу преобладают гидрокарбонатные воды. Среди них — кальциевые, магниево-кальциевые и кальциево-натриевые. Реже встречаются сульфатные натриевые воды и воды сложного состава: сульфатно-хлоридно-гидрокарбонатные кальциевые (Хорогонские источники). Как установлено работами С. В. Обручева [1948], минеральные источники Восточного Саяна приурочены к крупным молодым тектоническим разломам. Среди них заслуживают внимания источник Шутхулай с холодной углекислой гидрокарбонатной кальциево-натриевой водой и источник Шумакский с теплой углекислой гидрокарбонатной натриевой водой. Дебиты этих двух источников значительны. Наибольшее практическое значение имеет источник Аршан Тункинский с холодной углекислой гидрокарбонатной магниево-кальциевой водой следующего состава:

$$CO_2 2{,}16\ M3{,}6\ \frac{HCO_3 78\ SO_4 18\ Cl 4}{Ca 64\ Mg 21\ (Na+K)\ 15};\ t\ 8.^{\circ}$$

Он находится у подошвы южного склона Тункинских гольцов при соединении долины р. Кынгарги с Тункинской тектонической котловиной. Это месторождение минеральных вод используется на известном курорте Аршан Бурятской АССР.

Енисейский гидрогеологический массив приурочен к Енисейскому кряжу. Он вытянут с юго-востока на северо-запад. На западе и севере граница его протягивается по долине р. Енисея, на востоке и юге — по контакту кембрийских и докембрийских складчатых образований со спокойно лежащими породами верхнего кембрия, тунгусской свиты и юры. Енисейский гидрогеологический массив к югу от долин рр. Ангары, Тасеевой разделяется глубоким прогибом, выполненным мезо-кайнозойскими отложениями, на две части: бо́льшую по размерам — северную и меньшую — южную.

В строении северной части Енисейского гидрогеологического массива участвуют докембрийские и нижнекембрийские образования; южная часть массива сложена архейскими гранитами и гнейсами. На территории массива распространены пластово-трещинные и трещинно-жильные воды в докембрийских сланцах, а также в песчаниках и кварцитах кембрия, ордовика и силура. Весьма широкое развитие получили карстовые явления; карстовые воды встречаются часто, но еще мало изучены. Зна-

чительное распространение имеют трещинно-карстовые воды в карбонатных породах нижнего карбона и протерозоя на севере массива. Последние по составу также пресные гидрокарбонатные кальциевые и магниево-кальциевые. Местами карбонатные толщи протерозоя и нижнего кембрия образуют синклинальные структуры и блоки среди более древних толщ, к таким структурам приурочены своеобразные бассейны трещинно-карстовых вод

Туруханский (Курейко-Сухотунгусский) гидрогеологический массив вытянут с юга на север вдоль долины р Енисея, между нижним течением р Сухои Тунгуски на юге и р Курейки на севере Его западная граница проводится по долине р Енисея, а восточная — по контакту складчатых образований нижнего палеозоя и верхнего протерозоя с пермскои толщей Наряду с пресными гидрокарбонатными водами отмечается наличие сульфатных и, на большой глубине от поверхности, — соленых вод на восточной окраине массива).

Хантайский гидрогеологический массив находится к северу от Туруханского Он также вытянут в меридиональном направлении по правобережью р. Енисея. Западная граница его проводится по долине р. Енисея, восточная — по линии контакта нижнепалеозойских смятых в складки отложений с тунгусской свитой. Для массива характерны пластово трещинные, карстовые и трещинно-жильные пресные воды в докембрийских, кембрийских, ордовикских и силурийских отложениях На севере его значительное развитие получает комплекс туфогенных и эффузивных отложений перми и триаса с мощной зоной пресных вод; на юге — карстовые воды докембрия и нижнего палеозоя

Восточно-Сибирская сложная складчатая область

Восточно-Сибирская сложная складчатая область располагается на юге Восточной Сибири. Она протягивается от Восточного Саяна на западе до горных сооружений Южнои Якутии и Дальнего Востока на востоке К этому сложному сооружению относятся гидрогеологические массивы и складчатые области второго порядка Патомо-Витимский на севере; Байкало-Чарскии, располагающийся южнее; Даурскии на юге.

Патомо-Витимский гидрогеологический массив охватывает Патомское и Северо-Байкальское нагорья. Это область преимущественного развития трещинных вод в гранитах и пластово-трещинных, трещинно-жильных и трещинно-карстовых холодных вод в докембрийских или нижнекембрийских образованиях. Подчиненное значение имеют грунтовые воды аллювиальных отложений. Подземные воды массива пресные, гидрокарбонатные и сульфатно-гидрокарбонатные, холодные. Массив находится в пределах Ленского бассейна стока

Байкало-Чарская складчатая область находится в пределах горных сооружений, окружающих межгорные впадины Байкальскую, Баргузинскую, Чарскую и другие. Эту территорию можно охарактеризовать как молодую сейсмическую область великих тектонических впадин и высокогорных сооружений, как область развития артезианских межгорных бассейнов байкальского типа.

Здесь преобладают холодные пресные трещинные воды гранитов и древних кристаллических и метаморфических свит архейского, протерозойского и кембрийского возраста. Им подчинены трещинно-карстовые воды карбонатных пород протерозоя и кембрия. Карбонатные породы характеризуются высокой водообильностью и нередко их воды питают мощные источники. Таковы, например, источники Юго Западного Прибайкалья и многие другие. Значительной водообильностью характеризуются молодые базальтовые покровы, например в Тункинской котловине

В глубоких межгорных впадинах сосредоточены грунтовые и артезианские воды четвертичных и третичных отложений, местами — юрских. Среди межгорных артезианских бассейнов следует прежде всего отметить самый большой — Прибайкальский, артезианские воды которого вскрыты глубокими скважинами в юго-восточной части бассейна. К западу от него вытянута цепь артезианских бассейнов, к которой относятся: Быстринский, Торский, Тункинский, Туранский, Мондинский и другие бассейны. К востоку от Байкала прослеживаются: а) южная система артезианских бассейнов (Баргузинский, Ципиканский, Чина-Каларский, Ципинский); б) северная система (Верхне-Ангарский, Муйский, Муйско-Куандинский, Чарский, Токкинский бассейны). Глубина осадочных пород бассейнов до фундамента в пределах некоторых из перечисленных бассейнов превышает 1—2 *км*. Зона пресных вод обычно имеет большую мощность, выражающуюся многими сотнями метров.

Подземные воды глубоких частей большинства бассейнов еще не вскрыты и не изучены. Однако в некоторых бассейнах — Тункинском, Прибайкальском — имеются скважины, вскрывшие осадочный комплекс бассейнов вплоть до подстилающих кристаллических пород. При бурении этих скважин было выявлено сложное чередование водоносных и водоупорных слоев, представленных терригенными образованиями, а в Тункинском артезианском бассейне также и многочисленными покровами базальтов.

В глубоких артезианских водоносных горизонтах песчаных третичных отложений Приселенгинской части Прибайкальского артезианского бассейна и в подстилающем их фундаменте, сложенном гнейсами, скважинами вскрываются горячие высоконапорные воды. Такие же воды вскрыты в глубоких частях Тункинского артезианского бассейна. Приведем анализы артезианской воды Прибайкальского бассейна с глубины 1825 *м*, по И. К. Зайцеву [1955].

$$M1{,}1\ \frac{HCO_3 98\ Cl\ 1{,}5}{Ca 67\ Na\ 31}.$$

Интересно отметить в артезианских водах нарастание с глубиной ионов хлора, гидрокарбонатов и натрия, а также повышение минерализации при уменьшении содержания сульфатного иона.

Газовый состав артезианских вод, видимо, разнообразен. Наряду с газами воздушного происхождения нередко встречаются газы биохимического происхождения — метановые с тяжелыми углеводородами и газы смешанные — азотно-метановые.

В межгорных бассейнах большое значение имеют грунтовые воды пролювиальных шлейфов и конусов выноса, аллювиальных и озерно-аллювиальных отложений. Водообильность этих отложений значительная. качество воды обычно хорошее. Мощность четвертичных отложений в артезианских бассейнах байкальского типа очень велика. Таким образом, артезианские бассейны байкальского типа — это бассейны межгорных впадин с пресноводными преимущественно поровыми межпластовыми водоносными горизонтами четвертичного, а на глубине — и третичного возраста.

Мерзлая зона в пределах рассматриваемой области резко изменяется по мощности и относится к таликовому типу. Мощность ее в вершинах гор и в межгорных впадинах доходит до нескольких сотен метров. Лишь вблизи крупных водоемов и под ними мерзлые породы полностью отсутствуют.

Специфические черты Байкало-Чарского гидрогеологического массива обусловлены также наличием многочисленных теплых и горячих источников. Температура воды источников изменяется в широких пределах и у наиболее горячих слабо минерализованных вод достигает 80—82°. Воды по анионному составу преобладают сульфатные и гидрокарбонатно-

сульфатные, реже встречаются сульфатно-гидрокарбонатные и наиболее редко гидрокарбонатные воды; по катионному составу — натриевые. Среди газов, растворенных и спонтанных, преобладают азотные, реже метановые или смешанные. Необходимо отметить повышенное содержание кремнекислоты, фтора, иногда присутствие в небольшом количестве сероводорода, отсутствие брома и йода.

В качестве типичных примеров приведем следующие формулы состава воды горячих источников рассматриваемого района.

Тип сульфатных натриевых терм; источник Горячинский № 2 [Красинцева, 1955]:

$$M0{,}6\ \frac{SO_4 86\ HSiO_3 4{,}8\ Cl\ 4{,}6}{Na 85\ Ca 13} H_2SiO_3 78;\ t\ 54{,}3°.$$

Тип гидрокарбонатных натриевых терм; Аллинский источник:

$$M0{,}2\ \frac{HCO_3 73\ SO_4 18\ Cl\ 9}{Na 96};\ t\ 52—71{,}5°.$$

Тип смешанных сульфатно-гидрокарбонатных кальциево-натриевых вод; источник Баунтовский, источник горы Большой Хаптон [Албагачиева, 1955]:

$$M0{,}48\ \frac{HCO_3 43\ SO_4 40}{Na 69\ Ca 28};\ t\ 54°.$$

Термы этой области выходят в зонах тектонических глубоких разломов молодого возраста и образуют несколько термальных линий: западнобайкальскую, восточнобайкальскую, западно- и восточнобаргузинские, тункинскую и др. Протяженность термальных линий нередко измеряется многими десятками километров. Иногда эти термальные линии приурочены к уступам горных сооружений.

В целом Байкало-Чарский гидрогеологический массив представляет собой сложную систему стока трещинно-грунтовых и напорных трещинно-жильных вод, который направлен от горных сооружений в межгорные впадины, где происходит перелив поверхностных и подземных вод в расположенные во впадинах артезианские бассейны байкальского типа. В пределах Байкало-Чарского массива можно выделить следующие округа стока (с запада на восток): Иркутский, Байкальский, Витимский, Чарский. Область обеспечена подземными водами, в том числе водами, которые представляют значительный интерес для лечебного и промышленного использования.

Даурская складчатая область располагается в Забайкалье. Она разделяется на Северную Даурию (со стоком в р. Лену), Селенгинскую Даурию (со стоком в о. Байкал) и Нерчинскую Даурию (со стоком в Амур). На юге Нерчинской Даурии выделяется особый Борзинский район бессточных котловин, который по гидрогеологическим своим особенностям близок к некоторым районам расположенной южнее территории МНР. В горах Сохондо, на границе между Селенгинской и Нерчинской Даурией, выделяется особый Зачикойский горячеводский район. Для него характерно наличие в гранитах молодых разломов, по которым выходят горячие источники.

Северная и Селенгинская Даурии, а также северо-западная часть Нерчинской Даурии характеризуются преимущественным развитием трещинно-грунтовых и напорных трещинно-жильных вод в гранитах и гнейсах, метаморфических сланцах, эффузивах. Для остальной части Даурии (Нерчинской) типичны пластово-трещинные и трещинно-жильные воды песчаников и сланцев палеозоя и мезозоя, трещинные воды гранитов и реже встречающиеся трещинно-карстовые воды нижне- и среднепалеозойских карбонатных пород.

По всей Даурии спорадически, отдельными полями разных размеров развиты молодые базальтовые покровы и более древние, существенно

мезозойские, эффузивные образования кислого, среднего и основного состава, к которым приурочены трещинные воды.

Водообильность трещиноватых пород в общем невелика. Некоторое представление о дебитах источников и скважин Юго-Восточной Даурии можно получить из табл. 31.

Таблица 31

Характеристика водообильности некоторых трещиноватых пород Юго-Восточной Даурии

По И. К. Зайцеву [1955]

Название пород	Родники		Скважины			
	Количество родников	Средний дебит, *л/сек*	Количество скважин	Глубина скважин	Средний дебит, *л/сек*	Средний удельный дебит, *л/сек*
Граниты палеозойские . .	51	2,23	15	33—92	1,19	0,6
Граниты неопределенного возраста	702	1,87	—	—	—	—
Граниты мезозойские . . .	109	1,5	6	16—47	0,95	0,45
Кварцевые порфиры и альбитофиры	—	—	5	30—87	0,49	0,17
Базальты мезозойские и их туфы	13	1,95	8	10—104	1,36	0,67
Базальты и андезито-базальты кайнозойские . .	42	4,25	2	34—51	0,9	0,14
Порфириты и их туфы . .	27	0,9	21	23—158	1,04	0,01
Песчаники и конгломераты, иногда слаицы	454	1,31	22	14—99	0,8	1,46
Сланцы метаморфические и сильно метаморфизованные	—	—	12	21—129	0,54	0,26
Сланцы глинистые	—	—	8	14—57	0,43	0,03
Известняки	90	1,65	8	41—99	0,87	1,3

Из таблицы видно, что наибольшие средние дебиты источников характерны для гранитов, базальтов и известняков, а наибольшие средние удельные дебиты скважин типичны для толщи песчаников и конгломератов, а также для известняков. Однако во всех случаях дебиты водопунктов не превышают в среднем 1—4,3 *л/сек*.

Характерой особенностью Даурии является наличие в ней артезианских бассейнов даурского (забайкальского) типа. Бассейны эти приурочены к многочисленным тектоническим впадинам. Артезианские водоносные горизонты этих бассейнов представлены песками, слабо уплотненными песчаниками юрскими и меловыми, реже третичными. Число водоносных горизонтов весьма непостоянно: от одного-двух до десяти и более.

Дебиты источников и скважин, питаемых водами юрско-мелового комплекса, обычно не превышают 1—10 *л/сек;* лишь в виде исключения появляются источники с дебитом свыше 10 *л/сек*. Притоки воды в угольные карьеры и шахты, заложенные в юрско-меловых отложениях, по данным Я. И. Зарубинского, Е. М. Бондаренко и Т. А. Русиновской, достигают 300—350 $м^3$/*час*.

Качество подземных вод Даурии, как правило, хорошее. С гидрохимической точки зрения эту территорию можно рассматривать как область широкого развития пресных гидрокарбонатных кальциевых и магниевых вод, иногда с повышенным содержанием натрия. Воды обычно бедны хлоридами и содержат сульфаты, количество которых увеличивается там, где подземные воды циркулируют среди пиритоносных пород или вблизи сульфидных месторождений. В отдельных случаях сульфаты становятся преобладающими в составе. Грунтовые и верхние артезианские воды бассейнов обычно гидрокарбонатные натриево-кальциевые. В более

глубоких частях бассейнов воды становятся гидрокарбонатными натриевыми и хлоридными натриевыми.

В связи с увеличением сухости воздуха и уменьшением количества осадков с севера на юг и от горных водоразделов к межгорным впадинам, в Даурии в том же направлении наблюдается возрастание минерализации воды и изменения ее состава в межгорных впадинах и долинах. В южных межгорных котловинах появляются грунтовые воды повышенной минерализации и «пестрого» состава, гидрокарбонатные, сульфатные, хлоридные и смешанные натриевые и др. [Л. М. Орлова]. Точно так же пресные высокого качества грунтовые воды уступают свое место в бессточных межгорных котловинах водам повышенной минерализации горько-соленым и содовым. Эти воды «континентального засоления» местами питают минеральные озера: содовые (Доронинское), сульфатные (Селенгинское), смешанного состава (Киранское).

Другой характерной особенностью Даурии является широкое распространение в ее пределах источников с холодной углекислой минеральной водой преимущественно гидрокарбонатного кальциевого, магниевого и натриевого состава. Эти источники располагаются в виде сложной системы линий, вытянутых преимущественно в северо-восточном направлении. Некоторые углекислые минеральные источники эксплуатируются здесь для лечебных целей (курорты Дарасун, Кука, Молоковка, Олентуй, Шиванда, Ургучан, Ямаровка и др.).

Помимо холодных углекислых источников дарасунского типа, в Даурии известны источники с водой, близкой по составу к сульфатному нарзану группы Кавказских минеральных вод, и солено-щелочной водой, близкой к ессентукской. Для примера приведем формулы некоторых минеральных источников Даурии [Михайлов и Толстихин, 1946].

Дарасунский тип источников; вода углекислая гидрокарбонатная магниево-кальциевая; источник Дарасун Читинский:

$$CO_2\,3{,}2M1{,}3\,\frac{HCO_3{}^{85}\,SO_4{}^{11}}{Ca^{56}\,Mg^{29}\,Fe^{7}\,Na^{6}},\ Fe30;\ t\ 5—7°.$$

Делюнский тип источников; вода углекислая гидрокарбонатно-сульфатная натриево-магниево-кальциевая; скважина у пос. Делюнского:

$$CO_2\,0{,}25\,M0{,}8\,\frac{SO_4{}^{54}\,HCO^{45}}{Ca^{40}\,Mg^{32}\,Na^{28}}.$$

Торейский тип источников; вода углекислая хлоридно-гидрокарбонатная натриевая; источники южного берега сухого оз. Зун-Торей:

$$CO_2\,0{,}8\,M5{,}6\,\frac{HCO_3{}^{44}\,Cl^{35}\,SO_4{}^{20}}{Na^{75}\,Mg^{16}\,Ca^{9}};$$

$$CO_2\,0{,}5\,M4{,}9\,\frac{HCO^{51}\,Cl^{28}\,SO_4{}^{20}}{Na^{58}\,Ca^{21}\,Mg^{20}}.$$

Совершенно обособленно по физическим свойствам, газовому и химическому составу воды стоят источники Зачикойского района. Эти источники вытекают из молодых разломов в гранитах, приуроченных к сводовому поднятию хр. Сохондо. Воды источников горячие и теплые, азотные, гидрокарбонатные натриевые. В качестве примера приведем анализ воды Верхне-Ингодинского источника [Михайлов и Толстихин, 1946]:

$$N_2\,M0{,}3\,\frac{HCO_3{}^{66}\,SO_4{}^{19}\,Cl^{14}}{(Na+K)^{84}\,Ca^{15}};\ t\ 26°.$$

Из терм района наиболее хорошо известен и доступен источник Аршантуй Былыринский, выходящий на дне огромной естественной воронки в гранитах (1,5 *км* от рудника Аршантуй).

Подземные воды Даурской области широко используются для водоснабжения.

МЕЗО-КАЙНОЗОЙСКИЕ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ МАССИВЫ И СКЛАДЧАТЫЕ ОБЛАСТИ ЮЖНОЙ ЯКУТИИ И ЮЖНОЙ ЧАСТИ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

В состав вышеуказанной огромной территории входят следующие мезо-кайнозойские складчатые области: Становая, хр. Джагды, Буреинская, Амгунь-Амурская, Сихотэ-Алинская; межгорные артезианские бассейны: Нижне- и Верхне-Зейские, Буреинский, Приханкайский и др. Алданский гидрогеологический массив относится к докембрийским структурам и его описание было дано ранее.

Гидрогеологический массив хр. Станового характеризуется развитием холодных пресных трещинных подмерзлотных вод в гранитах и гнейсах. Эта территория подразделяется на три округа стока: северный — Алданский, южные — Амурский и Удинский. Южные округа значительно богаче по своим ресурсам поверхностных и подземных вод.

Джагдынский гидрогеологический массив характеризуется развитием холодных пресных подмерзлотных трещинных вод в докембрийских и палеозойских образованиях. Массив расположен к югу от области Станового хребта, отделяясь от нее Верхне-Зейской впадиной и ее продолжением на восток — глубокой и широкой Удинской долиной. Здесь имеются многочисленные источники, вытекающие из гранитов, гнейсов, докембрийских и палеозойских пород с дебитом от десятых долей до 3 *л/сек,* а в отдельных случаях и до 10 *л/сек* (по рр. Депу, Норе и др.). Удельный дебит скважин, вскрывших трещинные воды в зоне выветривания гранитов, изменяется от 0,5 до 1 *л/сек* [Русанов, 1941].

Минерализация вод незначительная; жесткость 0,3—0,7 *мг-экв*; содержание хлора и сульфатов колеблется в пределах 10—20 *мг/л*; гидрокарбонатов от 12 до 30 *мг/л*. Некоторым исключением являются воды пиритизированных палеозойских песчаников; жесткость этих вод достигает 3,5 *мг-экв*. Большое практическое значение имеют аллювиальные воды песков и галечников. Удельный дебит скважин, вскрывших аллювиальный водоносный горизонт, достигает 5 *л/сек*.

Верхне-Зейский бассейн подмерзлотных пресных грунтовых и артезианских вод, приуроченных к пескам четвертичных, неогеновых и мезозойских отложений [Б. Д. Русанов]. В породах фундамента бассейна обнаружены трещинные напорные воды; в аллювиальных отложениях — подрусловые пресные воды. Мощность таликовой мерзлой зоны в бассейне до 50 *м*. На востоке он сливается с Удским бассейном.

Нижне-Зейский бассейн расположен к югу от хр. Джагды, между Даурским гидрогеологическим массивом на западе и Буреинским на востоке; с юга он ограничен долиной р. Амура. Это самый крупный артезианский бассейн Дальнего Востока. В его пределах вскрыты пресные воды, приуроченные к пескам, залегающим среди третичных, меловых и юрских отложений, выполняющих огромную Зейскую тектоническую депрессию. Большое значение имеют также грунтовые, особенно аллювиальные, воды. Дебиты скважин, вскрывших артезианские водоносные горизонты в третичных и меловых отложениях, составляют около 5 *л/сек,* иногда повышаясь до 10 *л/сек* при глубине скважины не свыше 100 *м*. Общая мощность мезо-кайнозойских отложений больше 1000 *м*.

Буреинская складчатая область располагается на восток от Нижне-Зейского бассейна на территории Буреинского и других хребтов. Это область развития пресных трещинных вод гранитов и гнейсов. Подчиненное положение имеют пластово-трещинные воды палеозойских отложений. Дебиты источников и скважин не превышают 0,5—1,0 *л/сек,* редко достигая 5 *л/сек*. Здесь известны крупные источники трещинно-карстовых вод, приуроченных к известнякам палеозоя. На востоке области распространены пластово-трещинные воды мезозойских отложений.

Горячие воды источников Кульдур, приуроченных к Кульдурской термальной линии, используются на благоустроенном курорте того же наименования. Вода кульдурских источников слабо минерализованная, хлоридно-гидрокарбонатная натриевая, газирует азотом. Состав воды кульдурских источников приводится ниже [Иванов, 1954].

$$H_2SiO_3 0{,}1;\ M0{,}3\ \frac{(HCO_3 + CO_3)\,44\ Cl30\ H_2S_1 \cdot O_3 22}{Na92};\ t\ 72°.$$

Внутри Буреинского массива находится Буреинский межгорный артезианский бассейн подмерзлотных пресных трещинно-пластовых вод, содержащихся в юрских и меловых песчаниках и углях (мощность мерзлой зоны на севере бассейна порядка 60 *м*). Подмерзлотные пресные артезианские воды были вскрыты в разных частях бассейна скважинами глубиной до 300 *м*. Дебит скважин в зависимости от гидрогеологических особенностей водоносных горизонтов изменяется от десятых долей и до 10 *л/сек*. Их удельный дебит не превышает 1,5 *л/сек* (обычно порядка десятых долей литра в секунду). Значительной водообильностью характеризуются здесь и аллювиальные отложения крупных рек. На глубине 200—250 *м* температура артезианских вод около 5—6°. В пределах Буреинского массива выделяются четыре округа стока поверхностных и подземных вод: Удинский — на севере, Амгуньский — на востоке, Амурский — на юге, Буреинский — на западе.

Амгунь-Амурская складчатая область занимает территорию бассейна р. Амгуни и левобережных притоков нижнего течения р. Амура. Это область пресных трещинных и пластово-трещинных вод, приуроченных к палеозойским и мезозойским отложениям (преобладают последние). Подчиненное значение имеют трещинные воды массивно-кристаллических пород. Ресурсы трещинных и пластово-трещинных вод сосредоточены в основном в пределах зоны выветривания и невелики. Гораздо большее значение имеют подмерзлотные аллювиальные грунтовые воды долин крупных рек — Амура, Амгуни и их притоков.

Между Буреинской областью на западе и Амгунь-Амурской на востоке приблизительно в меридиональном направлении, от г. Комсомольска-на-Амуре до залива Тугурского, протягивается полоса пологого прогиба, на территории которого расположены озера Эворон, Чукчагирское и др. Значительное развитие в пределах этой полосы получают четвертичные водоносные горизонты озерно-аллювиальных отложений. Здесь выделяются небольшие артезианские бассейны пресных вод. Сток поверхностных и подземных вод распределяется на три неравные части между округами Охотским, Амгуньским, Амурским.

Сихотэ-Алинская складчатая область — это область развития пресных трещинных и пластово-трещинных вод в отложениях палеозоя, мезозоя и третичных. Подчиненное значение имеют трещинные воды изверженных пород; среди них особое место занимают воды базальтовых покровов, ресурсы которых местами весьма значительны. Трещинно-карстовые воды палеозойских известняков имеют ограниченное распространение, но с успехом используются для водоснабжения некоторых населенных пунктов, как, например, Спасского цементного завода.

Третичные отложения местами образуют небольшие бассейны пресных артезианских вод во внутренних частях хр. Сихотэ-Алинь, как, например, Верхне-Бикинский бассейн и др. Несомненное значение имеют здесь аллювиальные грунтовые воды крупных рек.

Горячие и холодные азотные и углекислые воды минеральных источников Шмаковка, Ласточка и др. используются на ряде курортов. В области выделяются восточный (Тихоокеанский) и западный (Уссурийско-Амурский) округа стока. В пределах последнего находятся: а) Приханкайский артезианский бассейн, б) Амурский и в) Уссурийский гидрогеологические районы.

Приханкайский артезианский бассейн сложен терригенными четвертичными и неогеновыми отложениями. Верхняя часть толщи мощностью 30—50 *м* более глинистая со слабой водоотдачей. Подстилающие ее пески и гравий характеризуются более значительной водообильностью, что подтверждается дебитами скважин 1—5 и до 10 *л/сек*. Воды бассейна пресные и широко используются для водоснабжения при помощи колодцев и скважин.

Уссурийский и Амурский гидрогеологические районы. Это районы распространения пресных грунтовых, а местами и артезианских вод в аллювиальных и озерно-аллювиальных песчано-галечных четвертичных отложениях. Они охватывают территорию долин Уссури и Амура. Здесь сосредоточены весьма значительные ресурсы подземных вод. Мощность водоносной песчано-гравийной толщи в долине р. Амура достигает 100—150 *м*. Удельные дебиты скважин, вскрывших второй водоносный горизонт долины р. Амура у г. Комсомольска, 6—14 *л/сек*. Минерализация вод верхнего и нижнего водоносных горизонтов небольшая, от 0,06 до 0,21 *г/л*. Общая жесткость 0,3—1,8 *мг-экв;* содержание гидрокарбонатов от 80 до 130 *мг/л*. Местами наблюдается повышенное содержание железа — до 25 *мг/л*.

В заключение обзора главнейших гидрогеологических районов Южной Якутии и юго-восточной части Дальнего Востока необходимо отметить, что наиболее перспективными водоносными комплексами на этой обширной территории являются аллювиальный, комплекс карбонатных пород палеозоя и мезо-кайнозойские отложения, выполняющие артезианские межгорные бассейны. Водообильность остальных пород невелика. Некоторое представление о характере водообильности различных трещиноватых пород Дальнего Востока можно получить из табл. 32.

Таблица 32

Характеристика водообильности трещиноватых пород Приморья и Приамурья

По И. К. Зайцеву [1955]

	Родники		Скважины			
	Количество родников	Средний дебит, *л сек*	Количество скважин	Глубина скважин, *м*	Средний дебит скважин *л сек*	Средний удельный дебит скважин, *л сек*
Граниты палеозойские . .	30	0,53	5	40—73	0,3	0,08
Граниты неопределенного возраста	37	0,54	39	24—109	1,17	0,23
Граниты мезозойские . . .	50	1,1	52	27—99	0 8	0,16
Кварцевые порфиры . .	16	1,47	2	43—61	0,65	0,47
Базальты и андезито-базальты кайнозойские . . .	54	1,17	3	60	0,72	0,06
Порфириты и их туфы .	—	—	7	42—90	0,57	0,07
Песчаники, конгломераты, иногда слаицы	62	0,48	40	28—170	1,97	0,4
Сланцы метаморфические и сильно метаморфизованные	20	0,65	11	23—74	1,1	0,4
Слаицы глинистые	2	0,002	22	15—160	1,6	0,57
Известняки	23	0,55	19	28—104	4,9	9,6

МЕЗО-КАЙНОЗОЙСКИЕ СКЛАДЧАТЫЕ ОБЛАСТИ ВОСТОКА И СЕВЕРО-ВОСТОКА СИБИРИ

Обширная территория Востока и Северо-Востока Сибири состоит из большого числа гидрогеологических массивов. Наиболее важные из них: *Джугджурский, Верхояно-Колымский* и *Чукотский*.

Джугджурская складчатая область является восточным продолжением массива Станового хребта и служит водоразделом

между реками бассейна Охотского моря и бассейном р. Алдан. К этому массиву относятся хребты Прибрежный и Джугджур. В южной части массива развиты граниты, докембрийские и палеозойские породы, а по окраинам — меловые отложения. На севере преобладают меловые и палеогеновые эффузивные образования; имеются небольшие интрузивы мезозойского возраста. Здесь распространены подмерзлотные трещинные воды и подрусловые аллювиальные воды долин. На востоке области известны горячие источники.

По данным А. М. Юмаевой, в районе Аяна на Охотском побережье известняки и доломиты силура и девона закарстованы. Дебиты трещинно-карстовых источников составляют от долей до 30 и более *л/сек;* преобладают источники с дебитом свыше 1 *л/сек.* С глинисто-сланцевой верхнепалеозойской толщей связаны источники, дебиты которых обычно меньше 1 *л/сек,* но в единичных случаях достигают 10 *л/сек.* Такого же порядка дебиты источников типичны для доломитово-мергелисто-глинисто-сланцевой свиты верхнего палеозоя. Эффузивно-туфогенная мезозойская толща характеризуется дебитом источников трещинных вод от 1 до 6 *л/сек.* Наиболее значительны дебиты источников трещинно-жильных вод гранодиоритов — 3—40 *л/сек.*

Подземные воды массива холодные, пресные, с минерализацией менее 0,2 *г/л,* гидрокарбонатные. Наименьшей минерализацией (до 0,1 *г/л*) характеризуются воды эффузивно-туфогенной толщи и гранодиоритов. Ресурсы трещинных и карстовых вод зависят от гидрометеорологических условий.

Распространение островной мерзлоты в Охотском округе стока и таликовой зоны на территории водоразделов и Алданского округа стока не препятствует интенсивному водообмену, обеспеченному значительным количеством выпадающих в области атмосферных осадков.

Верхояно-Колымская сложная складчатая область представляет собой сложное горное сооружение, состоящее из средне- и высокогорных хребтов, плоскогорий и нагорий, межгорных впадин и низменностей. На западе он ограничен Якутским артезианским бассейном, на севере — морями Лаптевых и Восточно-Сибирским. На востоке массива находятся крупные межгорные впадины: Чаунская, Анадырская, Пенжинская. На юге территория массива омывается водами Охотского моря и его заливов.

В состав Верхояно-Колымского массива входит большая группа гидрогеологических массивов второго порядка: Верхоянский, Колымский и многие другие.

Для области характерно преобладающее развитие смятых в складки пермских и мезозойских песчано-глинистых и туфогенных образований. Встречаются также терригенные и карбонатные отложения нижнего и среднего палеозоя и массивы гранитных интрузий. Известны молодые (четвертичного возраста) потухшие вулканы. На территории массива мощность мерзлой зоны достигает 100—200—300 *м* и более в центральных частях области; на Охотском побережье мерзлота приобретает островной характер.

Преобладающими здесь являются подмерзлотные пресные трещинные, пластово-трещинные и трещинно-жильные воды. Ограниченным развитием пользуются трещинно-карстовые подмерзлотные воды карбонатных палеозойских пород. К некоторым межгорным впадинам приурочены небольшие артезианские бассейны, в строении которых участвуют меловые и третичные терригенные континентальные угленосные отложения. Так, в Верхне-Колымском нагорье описаны небольшие артезианские бассейны:

1) Эльгенский — подмерзлотных артезианских вод в породах неогена; воды преимущественно гидрокарбонатные натриевые; установлено до трех водоносных горизонтов;

2) Аркагалинский — верхнемеловых отложений, где наиболее водообильны конгломераты верхнего мела [Н. В. Губкин и А. И. Калабин].

Для области типичны гигантские наледи-тарыны в Селеняхской, Момской и других впадинах, описание которых приведено в трудах П. Ф. Швецова и других исследователей северо-востока Сибири. Эти наледи связаны с мощными источниками пресных подземных вод, дебит которых составляет сотни и тысячи литров в секунду. Размеры тарынов нередко достигают нескольких десятков квадратных километров при мощности льда 4—5 *м* и более. Тарыны имеют большое значение для летнего питания рек и для сохранения водных запасов зимой в связи с замерзанием выходящей из земных недр воды.

Другое своеобразное явление, характерное для рассматриваемой области, — огромные полыньи (незамерзающие зимой участки рек, иногда длиной во много километров). Наиболее часто полыньи встречаются на северо-востоке области, в бассейнах рр. Большого и Малого Анюя, Омолона и др. Эти полыньи свидетельствуют о выходах теплых вод. Например, известен теплый источник Сытыган-Сылба в верховьях р. Индигирки, описанный С. В. Обручевым [1933].

Большое значение для водоснабжения населения и предприятий Северо-Востока Сибири имеют подрусловые воды. Расходы некоторых подрусловых потоков в критический водный период сильно уменьшаются, но все же в ряде долин выражаются единицами и десятками литров в секунду.

К Верхояно-Колымской области необходимо также отнести Яно-Колымский артезианский бассейн, который охватывает низменности Яно-Индигирскую, Ожогинскую, Колымскую и Приморскую. Этот большой бассейн сложен мезозойскими и кайнозойскими отложениями. Большим распространением в бассейне пользуются четвертичные отложения, в том числе ископаемые льды. Известны термокарстовые подземные воды ископаемых льдов, подозерные и подрусловые воды. В особые районы в пределах бассейна должны быть выделены дельты рр. Лены, Яны, Индигирки и Колымы.

Чукотский гидрогеологический массив охватывает территории Анадырской горной страны, Анадырского плоскогорья, Чукотского полуострова. Анадырская горная страна сложена смятыми в складки мезозойскими отложениями, прорезанными гранитами. Анадырское плоскогорье покрыто мощными излияниями лав. На Чукотском полуострове развиты докембрийские кристаллические породы, а также палеозойские и мезозойские отложения, прорванные гранитами. По данным В. М. Пономарева, источники холодных пресных вод, образующие зимой наледи, известны на Анадырском плоскогорье; трещинные подмерзлотные пресные воды установлены в гранодиоритах побережья бухты Провидения.

На восточном и северном берегах Чукотского полуострова имеются источники горячих вод (с температурой до 91°). Состав этих вод хлоридный, кальциево-натриевый, минерализация до 36 *г/л*. Источники приурочены к зонам глубоких тектонических трещин в палеозойских метаморфических породах, кристаллических сланцах, изверженных породах. Характеристика состава вод горячих источников, расположенных в пределах массива Северо-Востока Сибири, приводится в табл. 33 (по данным В. В Иванова и С. В. Обручева). Горячие источники горных районов страны, находящиеся вдали от морских берегов, характеризуются малой минерализацией, гидрокарбонатным сульфатно-хлоридным и сульфатно-хлоридно-гидрокарбонатным составом с весьма значительным преобладанием натрия [Калабин, 1955].

Воды источников, расположенных на морском побережье, отличаются от вод горных источников высокой минерализацией (это все соленые по преимуществу воды) и составом (хлоридные, с переменным содер-

Таблица 33

Химический состав некоторых минеральных источников Северо-Востока СССР

Местоположение и название источников	t°	Минерализация, *г л*	Содержание ионов, % *экв*					
			HCO_3+CO_3	SO_4	Cl	Ca	Mg	Na+K
Тальские, курорт; Магаданская обл.	90,4	0,5	42	20	38	—6		94
Таватумские; Магаданская обл.	60	15,5	—	—	99	51	3	46
Чаплинские; Чукотская обл.	83	19	—	—	99	37	1	63
Некшенские; Чукотская обл.	56	35	—	—	99	30	12	58
Сытыган-Сылба; Якутская АССР	26	0,5	23	25	52	5	—	95

жанием натрия и кальция). Горячие воды северо-востока имеют практическое значение и используются для лечебных целей и обогрева парникового хозяйства некоторых предприятий.

Пенжинско-Анадырская система межгорных артезианских бассейнов, вытянутая с юго-запада (от Пенжинской губы) на северо-восток (до Анадырского залива), отделяет Верхояно-Колымский и Чукотский гидрогеологические массивы от Корякского. Бассейны приурочены к крупной межгорной депрессии, сложенной мезокайнозойскими отложениями и мощной толщей четвертичных образований. В гидрогеологическом отношении этот район почти не изучен.

КАЙНОЗОЙСКИЕ СКЛАДЧАТЫЕ ОБЛАСТИ КРАЙНЕГО ВОСТОКА СССР

К складчатым областям Крайнего Востока относятся: Сахалинская и менее изученные — Коряцкая, Камчатская и Курильская.

Сахалинская складчатая область

Остров Сахалин характеризуется наличием, по Б. Н. Архангельскому, трех комплексов:

1) метаморфических, кристаллических, вулканических пород, главным образом палеозойских (и подчиненных им меловых и палеогеновых) с водами трещинного типа;

2) сцементированных песчано-глинистых и сланцевых пород третичного и мелового возраста с трещинно-пластовыми водами;

3) рыхлых песчано-глинистых и песчано-галечных четвертичных и третичных отложений с порово-пластовыми водами.

На территории Сахалина можно выделить:

а) гидрогеологические массивы, сложенные сильно трещиноватыми изверженными и смятыми в складки осадочными породами первого комплекса с преимущественным развитием трещинных и пластово-трещинных вод в зоне выветривания и зоне тектонических нарушений, например Западный и Восточный хребты, полуостров Шмидта и др.;

б) артезианские бассейны, сложенные мезо-кайнозойскими отложениями (Северный и Южный Сахалин, приуроченные к Срединной депрессии, расположенной между хребтами Западным и Восточным).

Для артезианских бассейнов характерно развитие межпластовых вод порового и трещинного типа с отчетливо выраженной гидрохимической зональностью. В верхней гидрохимической зоне мощностью 100—200 *м* развиты слабо минерализованные и пресные воды (с плотным остатком от 0,02 до 0,10 *г/л*), гидрокарбонатные и хлоридные с устойчивым содержанием сульфатов (от 5 до 35% *экв*) и разнообразным соотношением

катионов. Состав подземных вод верхней зоны закономерно изменяется от вод пресных гидрокарбонатных и хлоридно-гидрокарбонатных до гидрокарбонатно-хлоридных и хлоридных. В интервале глубин от 200 до 500, а местами и до 800 *м* минерализация артезианских вод неогеновых отложений повышается, но обычно она не выходит за пределы 1 *г/л*. С глубин 500—800 *м* появляются слабо солоноватые, а далее сильносолоноватые и, наконец, слабо соленые воды (глубина до 2000 *м*).

Солоноватые и соленые воды сахалинских артезианских бассейнов характеризуются преобладанием гидрокарбонатов и хлоридов, сочетающихся в различных соотношениях, — от 98% *экв.* гидрокарбонатов до 99% *экв.* хлоридов при исключительно малом содержании сульфатов, выражающемся единицами и десятыми долями процента *экв.* Верхние водоносные горизонты преимущественно гидрокарбонатные, нижние — хлоридные.

Подземные воды районов, где преобладают отложения второго водоносного комплекса, характеризуются малой минерализацией с преобладанием хлоридов и гидрокарбонатов, в меньшей степени сульфатов различного катионного состава.

Воды трещиноватых пород первого комплекса также слабо минерализованные с преобладанием гидрокарбонатов (реже хлоридов и сульфатов) натрия, иногда кальция. Интересен состав вод, вытекающих из хлоритизированных сланцев пермокарбона. Это слабо минерализованная вода хлоридная, магниево-кальциевая [Архангельский, 1955].

Наибольшее практическое значение имеют на Южном Сахалине Синегорские углекислые воды; состав их охарактеризован следующей формулой [Иванов, 1955; Архангельский, 1955]:

$$CO_2 2{,}2-3{,}0\ M15{,}7\ \frac{Cl\,54\ HCO_3 45\ SO_4 1}{(Na+K)\,90\ Mg5\ Ca4}\ As;\ t\ 7-14°.$$

Присутствие мышьяка в значительных количествах (до 60 *мг/л*) наряду с высокой насыщенностью углекислым газом придает минеральным водам данного месторождения важное бальнеологическое значение.

Примером термальных метановых вод о. Сахалина могут послужить воды дагинских и лесогорских источников; краткая характеристика состава вод приводится ниже [Иванов, 1955]:

Вода дагинских источников

$$CH_4\,(N_2)\ M1{,}8\ \frac{Cl89}{Na93};\ t\ 54{,}5°.$$

Вода лесогорских источников

$$CH_4\ M0{,}4\ \frac{Cl\,67\ HCO\ 32}{Na94};\ t\ 39°.$$

Корякская складчатая область

Корякский хребет является крайним северным звеном кайнозойских складчатых областей Крайнего Востока СССР. В его пределах распространены меловые и третичные отложения и четвертичные эффузивы. На общем фоне складчатого мезо-кайнозойского сооружения выделяются многочисленные небольшие артезианские бассейны в тектонических впадинах и зоны трещинных вод различных гидрогеологических массивов изверженных толщ. Из них наибольшее значение приобретают трещинные воды эффузивных пород, образующих покровы на юге области.

Подмерзлотные артезианские пресные воды Корякского хребта вскрыты на севере его, в районе бухты Угольной, где они приурочены к угленосной толще.

Камчатская и Курильская складчатые области

Камчатская и Курильская складчатые области, расположенные на Крайнем Востоке СССР, отличаются от всех описанных ранее территорий наличием современных действующих вулканов, присутствие которых наложило свой отпечаток на гидрогеологическую характеристику. В пределах территории широко развиты неогеновые и четвертичные образования. Им подчинены палеогеновые и более древние породы. По данным О. Н. Толстихина, в пределах Южной Камчатки и Курильских островов выделяется несколько водоносных комплексов (рис. 17).

I водоносный комплекс (гидрогеологические массивы) — домезозойских гнейсов, слюдистых сланцев, амфиболитов, филлитов, метаморфизованных эффузивов — распространен в пределах южной части Срединного и Ганальского хребтов п-ова Камчатка. Комплекс характеризуется наличием трещинных грунтовых пресных подземных вод, питающих источники с дебитом от долей до 35 *л/сек*; дебит большинства источников 0,5—5 *л/сек*. Выходят они на склонах гор на разных отметках [Стырикович, 1956].

В целом породы домезозойского комплекса достаточно водообильны. Преобладают источники с минерализацией воды менее 0,15 *г/л* хлоридно-гидрокарбонатного, сульфатно-гидрокарбонатного и гидрокарбонатно-сульфатного кальциевого состава. Реже встречаются гидрокарбонатные или гидрокарбонатно-хлоридные воды, газирующие углекислотой или (иногда) азотом, приуроченные к глубоким зонам разломов. Среди них встречаются и термальные.

II водоносный комплекс — верхнемеловых глинистых, кремнисто-глинистых сланцев, песчаников и туфов — распространен на южных отрогах Срединного хребта, в Валагинском хребте, в окрестностях Петропавловска-на-Камчатке и некоторых других местах Камчатского полуострова и Курильских островов. Наиболее водообильны пес-

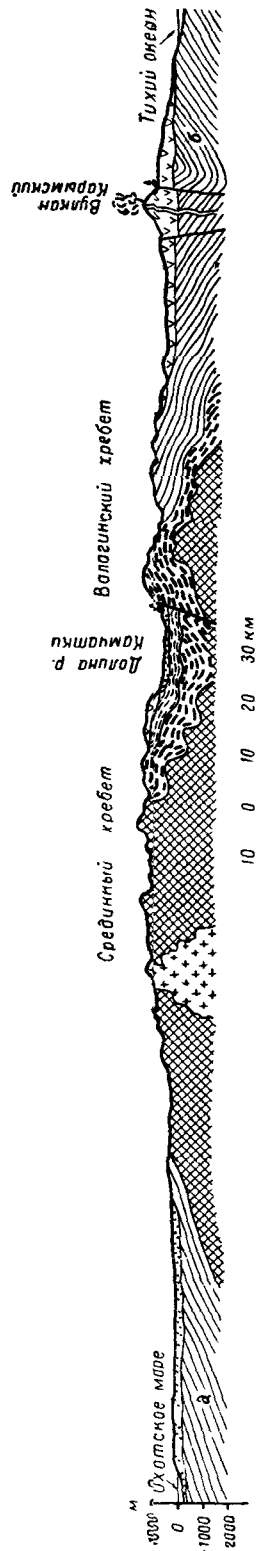


Рис. 17. Схематический гидрогеологический профиль п-ова Камчатка
Составили В. П. Мокроусов и О. Н. Толстихин

1—трещинные воды гранитоидов; *2*—пластово-трещинные воды палеозойских и допалеозойских складчатых образований; *3*—пластово-трещинные воды туфо-кремнистого и эффузивного комплексов верхнего мела. *4* преимущественно трещинные воды туфо-эффузивного палеогенового водоносного комплекса, *5*—трещинно-пластовые и пор ово-пластовые воды неогеновых артезианских бассейнов (Западно-Камчатского и Кроноцкого). *6*—трещинные воды туфо-эффузивного водоносного четвертичного комплекса; *7*—преимущественно поровые грунтовые воды четвертичных отложений (бассейны грунтовых вод в морских, водно-ледниковых и других рыхлых четвертичных породах); *8*—линии сбросов; *9*—выходы термальных источников (справа Карымский, в центре—Пущинский)

Таблица 34

Химический состав подземных вод I водоносного комплекса—домезозойских пород Камчатского полуострова

По О. Н. Толстихину [1957]

Содержание компонентов (по данным 46 анализов)	Содержание ионов, *мг/л*						
	Минерализация *г/л*	Cl	SO_4	HCO_3+CO_3	K+Na	Mg	Ca
Наименьшее	0,039	2,13	4	12	0,45	1,8	2
Наибольшее	0,236	21,13	135	146	42,4	10,4	48
Чаще встречающееся .	0,050—0,070	7—14	6—12	30—48	9—20	2—5	5—8

чаники. Тип вод пластово-трещинный с переходом в трещинно-пластовый.

В долине р. Авачи водоносные верхнемеловые песчаники были вскрыты на глубине около 80 *м*. Скважина имела дебит около 5 *л/сек*. Воды пресные, минерализация их составила десятые доли граммов на литр, хлоридно-гидрокарбонатные натриевые или кальциевые, с устойчивым содержанием сульфатов.

III водоносный комплекс — порфиритов, андезитов и других эффузивов и их туфов верхнемелового возраста—распространен на Южной, Восточной и Северной Камчатке. Комплекс неоднороден по степени водообильности. Преобладают источники с дебитом 1—5 *л/сек*. Воды пресные, маломинерализованные гидрокарбонатные или хлордно-гидрокарбонатные натриевые или кальциевые с устойчивым содержанием сульфатов, с минерализацией воды источников до 0,15 *г/л*.

Таблица 35

Химический состав подземных вод II и III водоносных комплексов—верхнемеловых пород Камчатского полуострова

По О. Н. Толстихину [1957]

Содержание компонентов (по данным 18 анализов)	Содержание ионов, *мг л*						
	Минерализация, *г л*	Cl	SO_4	HCO_3+CO_3	K+Na	Mg	Ca
Наименьшее	0,042	6	4	12	1,4	3	2
Наибольшее	0,455	106	60	183	90	19	95
Чаще встречающееся .	0,080—0,135	6—23	20—27	24—36	9—10	7—8	10—34

Иным составом характеризуются термальнные источники, формирование свойств которых происходит на большой глубине и в процессе поднятия воды к поверхности. Так, например, Пущинский источник имеет следующий состав:

$$M5{,}0\,\frac{Cl48\,HCO_342}{Na81}\,Br,\,J;\ t\ 42°.$$

IV водоносный комплекс — андезитов, андезито-базальтов, базальтов, туфопорфиритов третичного возраста — широко распространен на восточном побережье Камчатки (в районе Кроноцкого и Шипунского полуустровов) на о-ве Шикотан. Дебиты источников здесь редко превышают 0,5 *л/сек;* минерализация воды обычно составляет 0,1 *г/л;* состав хлоридно-сульфатный, кальциевый, хлоридно-гидрокарбонатный, редко воды кислые, сульфатные, с минерализацией до 0,5 *г/л*.

V водоносный комплекс — туфогенно-осадочных образований туфопесчаников, алевритов, аргиллитов, глин третичного возраста (палеоген и неоген) пользуется широким распространением на Камчатке

и Курильских островах. Мощность его до 8000 *м*. Он характеризуется наличием серии водоносных горизонтов, приуроченных к песчаникам, конгломератам, гравелитам. В водоносных горизонтах верхней части разреза воды порово-пластовые, на глубине трещинно-пластового типа.

На Курильских островах в отложениях этого комплекса (миоцен и плиоцен) появляются сильно трещиноватые эффузивные породы, к которым приурочены здесь основные водоносные горизонты. Большое значение имеют молодые разломы и дайки базальтов, распространенные на Курильских островах и на Камчатке. Высокая трещиноватость в этих зонах способствует миграции подземных вод из одного водоносного горизонта в другой. Дебит источников V водоносного комплекса обычно составляет от сотых долей до нескольких литров в секунду. Более 60% источников, а также скважины характеризуются дебитом менее 1 *л/сек* (по данным опробования 160 источников).

Для данного комплекса выявлено повышение минерализации подземных вод от пресных до сильно солоноватых, с минерализацией до 6 *г/л* (на глубине порядка 1500 *м*). Преобладают хлоридно-гидрокарбонатные кальциевые или магниевые воды в верхней гидрохимической зоне и хлоридные натриевые и кальциевые на глубине. На Курильских островах отмечается появление в глубоких горизонтах наряду с хлоридными и сульфатных вод.

VI водоносный комплекс — четвертичных эффузивов — пользуется весьма широким распространением как на Камчатке, так и на Курильских островах. Водосодержащие породы комплекса преимущественно базальты, андезито-базальты, андезиты, лавобрекчии, агломераты, туфы. Наиболее водообильны трещиноватые макропористые лавы, менее водообильны трещиноватые микропористые лавы. Плотные лавы и плотные туфы играют роль водоупорных перекрытий.

Дебиты источников изменяются в очень широких пределах — от сотых долей до 4000 *л/сек*. Большинство источников имеет дебит от 1 до 10 *л/сек*. Наиболее высокодебитные источники обычно приурочены к пластам сильно трещиноватых эффузивов, залегающих на более плотных туфах или лавах, играющих роль водоупоров. Некоторые из таких водообильных источников дают начало рекам. Минерализация вод обычно 0,1—0,2 *г/л*. По составу они хлоридно-гидрокабонатные натриевые. На участках пород, претерпевших гидротермальные изменения, появляются в повышенном количестве сульфаты, увеличивается минерализация, снижается величина pH.

VII водоносный комплекс — различных по составу и генезису рыхлых четвертичных отложений — ледниковых, аллювиальных, морских и пр. (преимущественно галечников, гравия, песков). Комплекс этот неоднороден по мощности и составу отложений, по водообильности и характеру подземных вод. На обширных равнинах, сложенных водно-ледниковыми отложениями, распространены хлоридно-гидрокарбонатные воды; хлоридно-натриевые воды прослеживаются на морских побережьях на расстояние до 20 *км* от берега.

VIII водоносный комплекс — интрузивных пород, гранитов, диоритов — имеет небольшое распространение, характеризуется малодебитными источниками (с дебитом менее 1 *л/сек*), минерализацией воды менее 0,1 *г/л* (хлоридно-гидрокарбонатная вода).

Заключение. Среди структур Камчатки и Курильских островов можно отметить несколько основных типов, характеризующихся различными гидрогеологическими условиями [О. Н. Толстихин].

1. Горные глыбово-складчатые районы, сложенные дочетвертичными породами, с преобладанием трещинных, пластово-трещинных и трещинно-жильных вод (гидрогеологические массивы).

2. Горные складчатые районы, сложенные третичными, преимущественно осадочными отложениями, с пластово-трещинными, трещин-

ными и порово-пластовыми водами. Здесь прослежены сложные гидравлические системы и малые артезианские бассейны. Под гидрохимической зоной пресных вод находится зона солоноватых вод с минерализацией от 1 до 6 *г/л*. Она прослежена до глубины 1500 *м*.

3. Равнинные районы, сложенные собранными в пологие складки третичными отложениями (пески, конгломераты, аргиллиты); в этих районах прослеживаются системы и группы артезианских бассейнов (Западная Камчатка, Кроноцкий артезианский бассейн).

4. Районы вулканических гор и плато, территория которых частично перекрывает площадь предыдущих.

5. Межгорные артезианские бассейны (Камчатская срединная депрессия).

Наиболее специфическими, интересными и широко распространенными являются структуры четвертого типа — районы вулканических гор и плато. Для этих территорий характерен вулканогенно-аккумулятивный рельеф с наложенными на него эрозионными формами, наиболее резко проявляющимися на окраичах района.

Основные аккумулятивные формы Камчатки — обширные вулканические плато, на фоне которых возвышаются иногда на много сотен метров вулканические конусы. На Курильских островах широко распространены вулканические нагорья. Они имеют значительные абсолютные отметки поверхности и более расчлененный эрозией рельеф. Для гидрогеологических условий района характерно наличие двух ярусов водоносных толщ: нижний, с трещинно-пластовыми, трещинно-жильными и порово-пластовыми водами, приуроченными к третичным осадочным отложениям. В этом ярусе преобладают хлоридные натриевые пресные и солоноватые воды.

Верхний ярус сложен толщей слоистых эффузивов, их туфов и прочих вулканогенных пород, с приуроченными к ним трещинными и порово-трещинными водами. Большая мощность и интенсивная трещиноватость водоносной зоны способствуют накоплению существенных количеств подземных вод и обусловливают значительное преобладание подземного стока над поверхностным, сближая этот тип района с карстовыми. Типично также глубокое залегание зеркала грунтовых вод.

Источники здесь обладают нередко большими дебитами, во много сотен литров в секунду. Пополнение запасов подземных вод происходит за счет обильных дождевых осадков, которые хорошо поглощаются пористыми, трещиноватыми лавами. Наряду с этим известное значение могут иметь процессы таяния снега и снежников, а также процессы конденсации. Для верхнего яруса характерны пресные, маломинерализованные воды (менее 0,15 *г/л*), преимущественно гидрокарбонатные натриевые.

Наряду с хорошо поглощающими и фильтрующими лавами, брекчиями, лавовыми конгломератами в толще четвертичных туфо-эффузивных пород залегают прослои и пачки туфов, туфобрекчий и туфоконгломератов, весьма неоднородных по гидрогеологическим свойствам (водопроницаемость и др.). Особенно плотное сложение имеют прослои туфов и туфобрекчий, заключенные между покровами лав. Такие прослои плотных туфов играют роль местных водоупоров и придают верхнему ярусу многоэтажное строение, обусловливая пластовый характер выходов источников на склонах долин и в уступах лавовых плато.

Обширные поверхности лавовых плато и вулканических нагорий являются основными областями питания водоносных горизонтов верхнего яруса. Они нередко лишены поверхностных вод и почти лишены растительности, за исключением тех небольших участков, где имеется суглинистый покров. Таковы окраины сопки Крашенинникова, окрестности сопки Хадутка, Асхачный увал (в переводе на русский язык — «Безводный увал») и многие другие. Подобного рода «безводные пустыни» при

количестве выпадающих на Камчатке атмосферных осадков от 700 до 1000 *м* и более в год представляют своеобразное, специфическое явление в рассматриваемых районах.

Гидрогеология участков современных вулканических конусов остается до сих пор еще малоизученной. Как правило, на склонах вулканов источники отсутствуют. Барранкосы, врезанные на 80—100 *м* в тело вулканов, летом бывают безводны. Таковы пик Фусса на Парамушире, Кроноцкий вулкан, сопка Крашенинникова и многие другие крупные и мелкие вулканические сооружения Камчатки и Курильских островов.

Вследствие того что лавовые плато хорошо дренированы, ближайшие водопроявления бывают расположены в расстоянии десятков километров от вулканов и на высотах значительно ниже подошвы последних. По-видимому, конусы многих вулканов дренированы на глубину порядка сотен метров. Однако в тех случаях, когда под влиянием гидротермальных изменений породы вулканических конусов превратились в каолинизированные слабо водоносные, гидрогеологическая обстановка меняется.

Обычно гидротермальному изменению подвержена часть конуса, прилегающая к зонам наиболее легко проводящим газы и пары, или к основному каналу. Так, участки гидротермальных изменений пород Мутновской сопки приурочены к центральной кальдере и обусловили образование здесь Кратерного озера. На северном склоне того же вулкана выходят фумаролы. В пределах фумарольного поля появляются наряду с преобладающими горячими также и холодные пресные источники.

Гидротермальноизмененные породы Парамуширских вулканов обеспечили существование горячего и кислого холодного озера в кальдере вулкана Эбеко на высоте свыше 1000 *м*. Заметим, что ни в одном из кратеров вулкана Крашенинникова, конус которого сложен неизмененными породами, кратерных озер нет. Отсюда следует, что появление в теле вулкана гидротермальноизмененных пород существенно меняет гидрогеологическую обстановку таких участков, задерживает продвижение атмосферных и других вод на глубину, способствует неглубокому залеганию на этих участках грунтовых вод, их появлению в виде источников и образованию поверхностных водоемов и водотоков.

Химический состав подземных вод районов современных вулканических гор и плато характеризуется также некоторым своеобразием. Верхняя гидрохимическая зона пресных слабо минерализованных хлоридно-гидрокарбонатных вод с преобладанием натрия приурочена к толще четвертичных эффузивов. Ниже располагается вторая гидрохимическая зона, для которой характерно преобладание хлоридных натриевых вод, иногда бессульфатных. Она обычно приурочена к отложениям второго яруса района и сходна до некоторой степени с Сахалинской.

На этом общем гидрохимическом фоне в отдельных участках района появляются вулканические воды — подземные или поверхностные, нередко тесно взаимосвязанные. Состав тех и других вулканических вод формируется под влиянием вулканических эманаций (фумарол, сольфатар) и в результате взаимодействия атмосферных вод с вмещающими их породами, видоизмененными под влиянием фумарольной деятельности (О. Н. Толстихин).

Вулканические воды, образующиеся под непосредственным воздействием фумарол, отличаются от других вод, распространенных на территории СССР, своими исключительно высокими температурами (до 100° и более), иногда своеобразными условиями выхода, резко выраженной кислой реакцией ($pH<3$), наличием свободной серной и соляной кислоты, высоким содержанием свободного иона водорода, кремнекислоты, значительным содержанием различных микрокомпонентов и металлов, присутствием, а иногда и преобладанием среди катионов иона аммония. Среди вулканических вод Камчатки распространены преимущест-

венно кислые сульфатные воды, тогда как на Курильских островах наряду с сульфатными установлено распространение и сульфатно-хлоридных вод.

С прекращением деятельности фумарол формирование вулканических вод вступает в завершающую фазу. Температура их снижается, кислая реакция переходит в нейтральную, минерализация уменьшается, сульфаты становятся преобладающими, в нейтральных водах появляются гидрокарбонаты. Формирование состава вод происходит за счет выщелачивания продуктов фумарольной деятельности, возникших в результате переработки пород и осаждения возгонов в предыдущую фазу (когда фумаролы действовали).

Наряду с вулканическим водами на Камчатке и Курильских островах встречаются горячие и холодные углекислые воды, проявляющиеся в источниках. Эти воды можно рассматривать как образования поздневулканической мофеттной стадии, состав которых формируется за счет насыщения вод вулканическим и метаморфическим углекислым газом. Состав этих вод разнообразен.

Особое положение занимают здесь азотные щелочные, слабо и высокоминерализованные термы, к которым относятся гейзеры — своеобразные выходы горячих вод и паров на поверхность. Наконец, широким распространением на глубине в осадочных отложениях мезо-кайнозоя пользуются метановые солоноватые воды нефтяного типа. Таковы, например, воды Саванского источника, содержащие свыше 75% метана и тяжелых углеводородов и около 20% азота и редких газов. Примеры состава разнообразных вод приводятся в табл. 36.

Пресные подземные воды Камчатки и Курильских островов используются для водоснабжения населенных пунктов и промышленных предприятий. Особенно перспективны в этом отношении воды верхнего яруса четвертого района — четвертичных эффузивов. Термоминеральные источники области имеют большое бальнеологическое и хозяйственное значение. Тепло горячих вод может использоваться для обогрева населенных пунктов и парникового хозяйства (по примеру Магаданской области, Исландии) и для получения электрической энергии путем устройства парогидротермальных энергетических установок (по примеру Италии).

Заключение. Длительность геологической истории, своеобразие геоморфологических особенностей, разнообразие климатических факторов — все это обусловило исключительную сложность и многообразие гидрогеологии Сибири и Дальнего Востока. Основными ее чертами является наличие двух крупных групп артезианских басейнов в Западной и Восточной Сибири, обрамленных с севера, юга, востока и запада сложными разновозрастными гидрогеологическими массивами.

Огромный по занимаемой им площади с большой (свыше 3 *км*) мощностью водоносных толщ, мезо-кайнозойский артезианский бассейн Западной Сибири содержит неисчерпаемые, но неравномерно распределенные по площади ресурсы пресных, солоноватых и, в глубоких частях, соленых вод. Подземные воды его с успехом используются на юго-западе, юге и юго-востоке; при этом на крайнем юге в связи с особенностями климата и гидрогеологических условий хорошего качества воды могут быть получены не везде и не всегда в нужном количестве.

Восточно-Сибирская группа артезианских бассейнов открытого типа по занимаемой обширной территории не уступит Западно-Сибирскому бассейну. Она является крупнейшим в СССР естественным вместилищем соленых вод и рассолов до крепких включительно, приуроченных преимущественно к нижнепалеозойскому комплексу. В глубоких впадинах бассейна обнаружены хлоридные кальциевые воды с минерализацией свыше 500 *г/л*. В бассейне вместе с тем повсеместно развита зона пресных вод, к которой относятся грунтовые и верхние артезианские водоносные го-

Таблица 36

Химический состав воды некоторых источников Камчатки и Курильских островов

Наименование и местоположение источников или колодцев	Температура воды, t°C	Минерализация, г/л	Содержание, в % экв										Специфические компоненты, мг/л	pH	Автор
			Cl'	SO_4''	HCO_3'	H'	NH_4'	$Na'+K'$	Mg''	Ca''	$Fe''+Fe'''$	Al'''			
На вулкане Мачеха, о-в Итуруп	87	2,3	2	98	—	23,1	—	0,6	2,8	25,1	0,15	48,2	—	2,1	О. Н. Толстихин
Источник мыса Ключевой, о-в Уруп	78	1,58	19,1	80,9	—	25,5	0,03	22	16,9	24,7	1,47	9,5	H_2SiO_3—200	2,24	О. Н. Толстихин
Горячее озеро на вулкане Эбеко, о-в Парамушир	41	5,8	52,85	30,72	—	67,1	0,01	11,57	1,52	4,35	1,06	14,39	SiO_3—312	3,0	Ю. С. Желубовский
Грязевое озерко в кальдере вулкана Узон, Камчатка	60	4,8	—	99,8	—	31,6	—	0,8	2,6	2,2	20,6	41,4	Zn—62,8	—	Б. И. Пийп
Северо-Кошелевские источники, Камчатка . .	92	1,11	1,04	98,96	—	0,40	44,0	24,32	8,56	16,08	5,76	—	—	4,3	Г. А. Гоисовская
Малкинский холодный источник, Камчатки .	5	0,728	42,6	1,6	55,8	—	—	60,4	10,0	30,6	—	—	CO_2 своб. 1115	—	Б. И. Пийп
			37	—	63	—	—	61	11	28	—	—	CO_2 своб. 2700		В. В. Иванов
Налычевский источник, Камчатка	73	4,12	70,8	14,4	13,2	—	—	76,8	4,0	19,2	—	—	$HAsO_4$—10,9	—	Б. И. Пийп
	75	4,5	72	15	13	—	—	75	4	21	—	—	CO_2 своб. 500		В. В. Иванов
Саванский источник, Камчатка	75	0,896	89	—	11	—	2,5	84,5	5	8	—	—	J—0,2	7,4	О. Н. Толстихин
Гейзер „Сахарный", Камчатка	97	1,98	80,64	13	6	—	—	80,8	5	3	—	—	H_2SiO_3—383	8,4	Т. И. Устинова
Колодец на западном побережье Камчатки	1,5	0,330	63	11	25	—	1,5	75	15	6	2,5	—	—	6,4	О. Н. Толстихин

ризонты. Мощность этой зоны в мезозойских отложениях бассейна достигает местами до 500—1000 *м* и более (Вилюйск).

Сопоставляя эти две смежные группы артезианских бассейнов — Западной и Восточной Сибири, можно заметить, что геологическая их история различна, а следовательно, различны и их гидрогеологические особенности. В строении Западно-Сибирского бассейна существенное участие принимают лишь песчано-глинистые отложения, бассейн глубоко опущен, слабо расчленен; сформировался он в течение мезо-кайнозоя.

Восточно-Сибирская группа бассейнов, напротив, формировалась начиная с верхнего протерозоя и нижнего палеозоя и до четвертичного периода включительно, в ее строении принимают участие не только различные терригенные образования—морские, лагунные, континентальные, но и карбонатные — морские и лагунные отложения нижнего и среднего палеозоя, с химическими осадками — гипсом и солью. Отметим еще одну особенность строения артезианских бассейнов Восточной Сибири — широкое развитие интрузивных (силлы, дайки) и эффузивных трапповых тел, которые достигают иногда больших размеров и образуют внутри артезианских бассейнов Восточной Сибири специфические гидрогеологические районы трещинных вод — дайковых, силловых и других, по сути дела отсутствующих в Западной Сибири

Гидрогеологическая роль сибирских траппов разнообразна. В пределах зоны интенсивного водообмена в них циркулируют трещинные холодные, пресные гидрокарбонатные воды. В зоне затрудненного водообмена к ним приурочены воды солоноватые, соленые до рассолов включительно. Пластовые залежи траппов, в зависимости от степени их трещиноватости и от свойств вмещающих пород, играют роль водоносных горизонтов или водоупоров. Дайки траппов в одних случаях служат путями миграции и связи вод различных водоносных горизонтов, в других, будучи водонепроницаемыми, играют роль подземных плотин — барражей.

Все это придает бассейнам Восточной Сибири свои особые черты, не наблюдаемые в Западно-Сибирских бассеинах Наконец, одни бассейны Восточной Сибири полностью, а другие в отдельных своих частях высоко приподняты, (до 500—1000 *м* и более) и сильно расчленены эрозией Зона свободного водообмена в них более мощная, чем в бассейнах Западной Сибири.

Все это приводит к тому, что гидрогеологические условия Восточно-Сибирской группы бассейнов более сложны, чем Западно-Сибирской, а минерализация и состав подземных вод более разнообразны. Эксплуатация подземных вод в Восточной Сибири проводится в весьма скромных размерах, преимущественно на юге. Однако имеются населенные пункты на севере, тоже использующие подземные воды для водоснабжения (г. Якутск).

Из сопоставления двух смежных групп артезианских бассейнов видно, что различная геологическая история, отличие современной физико-географической обстановки создают специфические черты гидрогеологического устройства каждой из этих групп и обусловливают коренные различия в динамике, режиме и других условиях формирования подземных вод.

Горноскладчатое обрамление крупных сибирских бассейнов теснейшим образом связано с ними через ту часть склонов, с которых сток направлен в бассейны. Таковы восточный склон Урала, северный склон горного обрамления юга Сибири и западный склон Джугджурской и Верхоянской складчатых областей. Здесь намечается односторонняя связь артезианских бассейнов и их горного обрамления, заключающаяся в пополнении запасов артезианских вод за счет внешних областей питания (складчатых областей обрамления).

Поверхностные и подземные воды вливаются в прилегающие к горным сооружениям краевые части бассейнов. Это гидрогеологическое воздействие одних гидрогеологических структур на другие проявляется с различной силой в зависимости от водообильности горных сооружений и качества заключенных в них вод, а также от емкости, фильтрационных свойств и условий водообмена присущих тем или иным частям артезианских бассейнов.

Наиболее благоприятны условия питания Чулымского артезианского бассейна со стороны Саяно-Алтайской и Саяно-Енисейской складчатых областей; мощность зоны пресных вод здесь очень велика. Достаточно благоприятны условия питания Кулундино-Барнаульского бассейна со стороны Алтайских гор и Салаирского кряжа. Мало благоприятны условия питания южной части Иртышского артезианского бассейна, прилегающего к Казахскому мелкосопочнику. Здесь нет мощных горизонтов с хорошей пресной водой.

Необходимо остановиться на одной специфической черте гидрогеологии Сибири и Дальнего Востока, нашедшей именно здесь свое наиболее яркое выражение—это на факторе климатической зональности. Он проявился в Сибири в образовании мерзлой зоны. Мерзлая зона имеет огромное значение в жизни подземных вод, в водоносности артезианских бассейнов и гидрогеологических массивов.

Для артезианских бассейнов Западной и Восточной Сибири характерно наличие островов мерзлой зоны — на южной окраине Прикарского и Тунгусского бассейнов и в Ангаро-Ленском бассейне. В северном направлении острова сливаются в таликовую мерзлую зону с наличием сквозных таликов разных размеров. Наконец, во внутренних частях области распространения мерзлой зоны — на севере Прикарского бассейна, на севере Тунгусского бассейна, в центральных частях Якутского и Хатангского бассейнов мерзлая зона становится более монолитной, талики сохраняются здесь по долинам рек и под озерами. Количество сквозных таликов становится весьма ограниченным.

С изменением строения мерзлой зоны происходит изменение температур пород, снижающихся в северном направлении, и увеличение в том же направлении мощности мерзлой зоны. В горных районах юга Сибири и Дальнего Востока, на Алтае, в Западном и Восточном Саяне и других местах проявляется вертикальная зональность развития мерзлотных процессов, которые у подошвы и на нижних частях гор или отсутствуют (Алтай), или имеют небольшое развитие (Восточный Саян), тогда как на вершинах высоких гор достигают наибольшей интенсивности. Таким образом, в горных сооружениях юга Сибири и Дальнего Востока под вершинами гор сосредотачиваются острова мерзлой зоны. Наиболее крупные острова мерзлой зоны встречены в Восточном Саяне и в горных сооружениях: Байкало-Чарской области, Патомо-Витимском и Становом гидрогеологических массивах Небольшие по размерам и мощности острова мерзлои зоны встречаются в хребтах Сихотэ-Алинь, Танну-Оло.

Гидрогеологические массивы северо-востока Сибири характеризуются развитием островов мерзлой зоны на Охотском побережье и нарастанием ее мощности во внутренних, наиболее приподнятых частях (хр. Черского). По направлению к берегам Северного Ледовитого океана мощность мерзлой зоны становится меньше, чем в центральных частях Верхояно-Колымского гидрогеологического массива.

Наличие мерзлых пород в артезианских бассейнах и в массивах осложняет их гидрогеологические условия. Уменьшается количество водоносных горизонтов в артезианских бассейнах, сокращается мощность водоносно-трещиноватой зоны в складчатых сооружениях, возрастают глубины, на которых могут быть вскрыты подземные воды.

Водообильность структур зависит от степени развития в пределах данной структуры мерзлотного процесса, качественным выражением кото-

рого до известной степени является мощность мерзлой зоны. Сам по себе процесс охлаждения пород структуры не влечет еще существенных изменений в режиме и состоянии подземных вод. Но наступает момент, когда при данной отрицательной температуре, давлении и составе подземных вод начинается их кристаллизация. Это и есть тот скачок в иное состояние, когда количество переходит в качество и когда прежде талый водоносный горизонт или часть его превращается в мерзлый.

Замерзание водоносных толщ приводит к нарушению условий обмена между поверхностными водами и атмосферными осадками, с одной стороны, и подземными водами — с другой. Оно приводит к исключению промороженных водоносных горизонтов и зон из круговорота воды.

Процесс замерзания отдельных частей структуры происходит не равномерно, а избирательно. Наиболее быстро и на большую глубину промерзают неводоносные породы и породы с отсутствием циркуляции воды или весьма слабо водопроводящие. Породы, хорошо фильтрующие с пресной водой, находящейся в движении, замерзают в последнюю очередь, а при благоприятных условиях водообмена и вовсе не замерзают. Они превращаются в местные очаги аккумуляции тепла, приносимого водой с поверхности земли или с больших глубин (восходящими термами) и расходуемого зимой. Так, для некоторых северных окраин доказано разведочными работами и последующими режимными наблюдениями, что сопротивляются вековому промораживанию хорошо фильтрующие, достаточно мощные, обеспеченные питанием конусы выноса и предгорные песчано-галечные отложения [М. С. Лабецкая]. Также упорно сопротивляются вековому промерзанию хорошо фильтрующие песчано-галечниковые аллювиальные отложения горных долин. Траншеи, заданные в толще аллювия (до коренных пород) поперек долины, обычно вскрывают среди промороженных отложений талую ленту («жилу»), вода в которой циркулирует всю зиму и может обеспечить водоснабжение небольшого предприятия [Калабин, 1955].

Наконец, под руслами рек, никогда не замерзающих зимой до дна, всегда имеется подрусловый талик. Такие талики были разведаны по Амурской железной дороге, в бассейне р. Колымы, на Алдане — в старой протоке р. Лены под г. Якутском, на Енисее — в ряде мест и т. д. Талики имеются также под дном пресных незамерзающих до дна озер (подозерные талики).

Слоистые толщи с мощными водообильными горизонтами промерзают на меньшую глубину по сравнению с слоистыми толщами, сложенными неводоносными или слабо водоносными породами. Это объясняется выделением скрытой теплоты при замерзании водоносного горизонта, замедляющей процесс его замерзания. Трещиноватые горные породы — граниты, траппы и др. — более бедны водой по сравнению с некоторыми осадочными породами и должны промерзать на бо́льшую глубину.

На юге области мерзлой зоны, где мощность вековой мерзлоты невелика, зона выветривания трещиноватых пород промерзла лишь отчасти, и породы должны быть спорадически водоносными, как это было видно на примере Алданского кристаллического массива. На севере же, где мощность мерзлой зоны свыше 300 *м*, зона выветривания промерзла полностью и породы неводоносны, как это показали горные работы в Верхояно-Колымском гидрогеологическом массиве.

В областях молодых тектонических нарушений породы водоносны по зонам трещин глубоких тектонических разломов. К этим зонам нередко приурочены мощные источники с дебитом в десятки и сотни литров в секунду, как, например, источники Алданского, Джукджурского, Верхояно-Колымского массивов.

Закарстованные карбонатные породы сохраняют свою водоносность при наличии постоянного или сезонного питания поверхностными вода-

ми в южных районах Якутии, в Прибайкалье, Забайкалье, на Алдане, где мощность мерзлоты небольшая. К северу карстовые формы водообмена между поверхностными и подземными водами, по-видимому, несколько затухают. Однако о полном прекращении карстовых процессов в наиболее суровых условиях говорить преждевременно. Выше, например, отмечались карстовые явления на Полярном Урале.

В процессе замерзания изменяются также и условия выхода подземных вод на поверхность. Крупные выходы воды в процессе усиления мерзлоты могут еще более увеличиться за счет промерзания мелких выходов. Таким путем при расширении отдельных межмерзлотных таликов, питающих крупные источники, происходит отмирание мелких источников, замерзание малых таликов, их питающих, и общее промерзание всего комплекса пород в целом. Питание подземных вод в районах развития мощной мерзлой зоны, как показали исследования последних лет (Н. А. Вельмина, А. И. Калабин, П. Ф. Швецов и др.), происходит под руслами рек и под озерами через сквозные талики. В районах южных, с таликовой мерзлой зоной, пополнение подмерзлотных вод происходит также и через сквозные талики на водоразделах, как, например, на территории Алданского кристаллического массива [Вельмина, 1956] или в Нерчинской Даурии [Баранов, 1941].

В противоположность пресным соленые воды могут быть встречены в мерзлой зоне, начиная с самых верхних горизонтов до подмерзлотных вод включительно. Соленые воды в жидкой фазе сохраняются и при отрицательных температурах. Таким образом, происходит дифференциация подземных вод по их составу на твердую и жидкую фазы в пределах литосферы, как это установлено на севере Якутии в районе Нордвика В. М. Пономаревым и подтверждено П. Д. Сиденко.

Помимо жидкой фазы подземных вод, в некоторых районах Сибири, особенно в Якутии, преимущественно в крупных впадинах рельефа, например в Лено-Вилюйской, Яно-Колымской, широко распространены ископаемые льды различного происхождения. Учитывая крайнюю бедность водными ресурсами некоторых районов Сибири, возможность использования ископаемых льдов вполне вероятна. Первые попытки их использования были сделаны в Якутии. Однако следует отметить, что распространение ископаемого льда, его запасы, качество (как объекта эксплуатаций для питьевых и хозяйственных целей) и способы эксплуатации, разработки, очистки, все это еще должно изучаться.

Мерзлая зона, будучи явлением климатическим и свидетельствуя об определенной направленности процессов теплообмена «земная кора — атмосфера», сама по себе построена тоже зонально. Ее зональность хорошо прослеживается при изучении разреза земной коры в виде последовательно сменяющих друг друга подзон или горизонтов с различным соотношением твердой и жидкой фаз подземных вод, различной устойчивостью этих фаз в вертикальном разрезе и степенью постоянства их во времени.

Вместе с тем достаточно отчетливо в области распространения мерзлой зоны выделяется ряд широтных подзон, сменяющих одна другую от периферии к внутренним ее частям. Однако зональность подземных вод, обусловленная климатическими факторами, сказывается в Сибири не только перераспределением твердой и жидкой фаз подземных вод (грунтовых и артезианских), но также и в изменении их химических свойств.

Так, для Крайнего Севера Сибири намечается широкое распространение зоны весьма слабо минерализованных кремнеземных и гидрокарбонатно-кремнеземных, богатых органическим веществом подземных вод тундр. Среди них особенно широко распространены надмерзлотные воды деятельного слоя. Подчиненное значение получают подрусловые и под-

озерные надмерзлотные воды, а также воды межмерзлотных таликов. Южнее располагается обширная зона преобладания гидрокарбонатных кальциевых вод, в основном надмерзлотных — в Прикарском и Хатангском артезианских бассейнах, грунтовых — в Обском артезианском бассейне, и надмерзлотных, а на юге грунтовых — в артезианских бассейнах Восточной Сибири.

Гидрокарбонатные кальциевые воды характерны для зоны лесов. В пределах Центрально-Якутской низменности в этой зоне выделяется обширная область хлоридно-гидрокарбонатных и сульфатно-гидрокарбонатных натриевых надмерзлотных вод повышенной минерализации.

На юге Западной Сибири, от Урала до Саяно-Алтайского гидрогеологического массива (включая часть Тобольского, Иртышского и Кулундино-Барнаульского артезианских бассейнов) протягивается зона грунтовых и неглубоких артезианских вод с пестрой минерализацией, в составе катионов которых преобладает натрий при разнообразном анионном составе. Эта гидрохимическая зона пестрых по минерализации и по составу грунтовых вод далее на восток прослеживается со значительными перерывами, так как она приурочена преимущественно к межгорным степным впадинам (Минусинской и др.), отделяющим Саяно-Алтайский гидрогеологический массив от Саяно-Енисейского, а также к некоторым межгорным степным артезианским бассейнам на юге Забайкалья. Небольшие поля этой зоны находятся на юге Ангаро-Ленского артезианского бассейна.

Далее на восток, за пределы Даурского (Забайкальского) гидрогеологического массива третья гидрохимическая зона не распространяется вследствие неблагоприятных для ее существования климатических условий. Более широкое развитие она получает во впадинах и котловинах степных и пустынных районов МНР и КНР.

Однако не только климатические факторы придают особую специфику подземным водам Сибири. В пределах южных и восточных горно-складчатых сооружений Сибири некоторые своеобразные особенности подземных вод возникли в результате наложения сейсмических процессов и молодых блоковых передвижений горных масс, в результате чего по трещинам тектонических нарушений от Алтая на западе и до Чукотского полуострова на востоке протянулась провинция термальных источников с водами, натриевыми по катионам, переменного анионного состава. Наконец, воздействие недавно протекавших на юге, юго-востоке и северо-востоке Сибири вулканических процессов сказывается в проявлении значительных масс углекислого газа, создавших несколько крупных областей углекислых минеральных вод, начиная с Тувы и Восточных Саян и до берегов Тихого океана.

По берегам многочисленных морей, омывающих сибирские берега с севера и востока, наблюдаются сложные процессы взаимодействия морской и континентальной обстановок. Они выражаются, с одной стороны а) в привносе ветром с морей и океанов морских солей и брызг на прибрежную часть суши; б) в проникновении морской воды по берегам во время приливов, а также эпизодических морских наводнений; в) в инфильтрации воды морей через дно, особенно глубоко проникает вода морей по зонам тектонических трещин (Чукотский п/о); г) в миграции всех этих вод в глубь берегов. С другой стороны, в некоторых случаях пресная или соленая вода суши по водоносным горизонтам и зонам трещин внедряется под дно морей и в виде субмаринных источников поднимается со дна или вскрывается скважинами. Следовательно, берега морей являются своеобразным фронтом водообмена между водами морей и суши. На Крайнем Востоке — на Камчатке и Курильских островах — процессы современного вулканизма породили новый своеобразный тип вулканических вод, условия формирования которых, состав и другие свойства также являются специфическими.

Подземные воды Сибири и Дальнего Востока широко используются для водоснабжения, хозяйственных и промышленных целей. В районах многочисленных термоминеральных источников (горячих и холодных, азотных и углекислых, соленых, гидрокарбонатных и др.), а также на минеральных озерах созданы курорты и санатории, дома отдыха — это «кузницы здоровья» трудящихся. Новые большие задачи, которые поставлены партией и правительством по освоению природных богатств Сибири и Дальнего Востока, бурение глубоких опорных скважин, крупное гидротехническое строительство на рр. Оби, Енисее, Ангаре, Амуре и др., выдвигают перед гидрогеологами важные теоретические проблемы и будут способствовать дальнейшему изучению подземных вод этой огромной, весьма интересной и своеобразной в гидрогеологическом отношении территории.

ОБЩЕЕ ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Подводя итоги всему сказанному, можно сделать некоторые общие выводы.

На территории СССР имеется несколько крупных групп артезианских бассейнов, обрамленных складчатыми областями. На востоке Союза располагается группа Восточно-Сибирских бассейнов (Восточная), к западу от нее, отделяясь Саяно-Енисейской складчатой областью, находится Западно-Сибирская (Центральная) группа бассейнов; еще далее на запад, за Уралом, разместилась группа бассейнов Европейской части СССР (Западная). На юге могут быть выделены следующие группы артезианских бассейнов: Аральская, Каспийская, Черноморская. Наконец, на севере между Тиманом и Уралом располагается Печорская группа бассейнов.

Западная и Восточная группы артезианских бассейнов — наиболее древние по возрасту — представляют огромные вместилища соленых вод и рассолов до весьма крепких в глубоких впадинах фундамента. Центральная группа и все остальные (более молодые) — мезо-кайнозойские. Для них более типично распространение солоноватых и соленых вод.

Для Восточной, Центральной, Западной и Печорской групп, находящихся в основном в климатических зонах влажной и избыточно влажной, намечается в схеме достаточно хорошо выраженное повышение минерализации и изменение химического и газового состава подземных вод от поверхности бассейнов на глубину. Верхняя гидрохимическая зона пресных вод, достаточно устойчивая во времени и пространстве, охватывает не только грунтовые, но также и верхние артезианские горизонты. В некоторых артезианских бассейнах этих групп для мезозойской части разреза зона пресных вод характеризуется весьма значительной мощностью — до 500 *м* и более. Таковы бассейны Днепровский, Чулымский, Якутский.

Подстилающая верхнюю зону зона солоноватых вод имеет сравнительно небольшое развитие в Западной группе бассейнов, но достигает значительной мощности в Центральной Нижняя гидрохимическая зона соленых вод и рассолов имеет повсеместно большое распространение и местами достигает огромной мощности.

В южных артезианских бассейнах, находящихся в условиях сухого степного и пустынного климата, гидрохимический облик артезианских бассейнов иной. Верхняя гидрохимическая зона характеризуется здесь неоднородностью, пестротой минерализации и состава вод, быстро на коротких расстояниях и в глубину сменяющих друг друга, что обусловлено идущими в широких масштабах процессами континентального засоления грунтовых вод. Наиболее значительные ресурсы пресных подземных вод пока выявлены в пограничных частях артезианских бассейнов, прилегающих к хорошо увлажняемым горным сооружениям.

Артезианские бассейны внутри каждой группы тесно связаны друг с другом в геологическом, гидродинамическом, гидрохимическом отноше-

ниях. Отдельные группы бассейнов гидрогеологически, гидродинамически и гидрохимически тоже взаимосвязаны. Так, Восточно-Сибирская и Западно-Сибирская группы через пограничные Прикарский, Чулымский, Канский бассейны объединяются в крупную систему бассейнов Сибири. Группа бассейнов Европейской части СССР на юге сливается с бассейнами Черноморской и Каспийской групп, а эта последняя является связующим звеном между бассейнами Европы и Кавказа, с одной стороны, и бассейнами Средней Азии — с другой. Через Тургайский пролив бассейны Приаралья соединяются с Тобольским бассейном Западной Сибири. Все это позволяет отнести перечисленные группы артезианских бассейнов к числу артезианских бассейнов открытого типа.

Артезианские бассейны открытого типа разделяются возвышающимися среди них гидрогеологическими массивами и складчатыми областями: Украинской, Донецкой, Тимано-Уральской, Енисейским, Северо-Казахстанским, Мангышлакской, Кызылкумской и др., а также обрамляются складчатыми областями: Балтийской — на северо-западе, Карпатской, Крымско-Кавказской — на юге и целым поясом складчатых областей Средней Азии и Сибири.

Складчатые области имеют существенное значение в питании краевых частей артезианских бассейнов. В основании склочов некоторых горных сооружений (Кавказ, Копет-Даг, Тянь-Шань и др.) создаются мощные толщи галечников наклонных равнин и сухих дельт, являющихся важными аккумуляторами подземных вод и играющими большую роль в питании артезианских водоносных горизонтов равнин.

Среди складчатых областей выделяются докембрийские и древнейшие палеозойские — Анабарская, Алданская, Енисейская, Балтийская, Украинская и некоторые другие. Складчатые области эти сложены кристаллическими породами, содержащими в основном пресные воды. Группы палеозойских складчатых сооружений — Тимано-Уральская, Донецкая, Казахстанская и некоторые другие, в тех своих частях, которые сложены палеозойским комплексом пород, характеризуются неясно выраженной и слабо изученной еще глубинной гидрогеологической зональностью, сказывающейся во всех сторонах жизни подземных вод — в их динамике, режиме и химии. В частности, в некоторых случаях устанавливается замещение с глубиной пресных вод более высоко минерализованными.

Наконец, мезо-кайнозойская группа складчатых областей (Карпатская, Крымско-Кавказская, Сахалинская) характеризуется достаточно отчетливо выраженным затуханием с глубиной процессов гидродинамики, изменением состава и минерализации от пресных вод верхней зоны до соленых и местами рассолов (Карпаты) на глубине. Появление рассолов обычно наблюдается там, где в строении областей участвуют соленосные толщи.

Гидрогеологическая связь складчатых областей и артезианских бассейнов является односторонней и выражается переливом подземных вод из горных сооружений в бассейны. Темпы этого перелива, характер его, количество и состав мигрирующих вод зависят от многих причин, из которых наиболее существенными являются состав, строение (тех и других), рельеф и климатические условия. Факты, например, говорят о том, что влияние подземных вод Кавказа и Тянь-Шаня сказывается на артезианских бассейнах, прилегающих к этим сооружениям, весьма интенсивно и на больших расстояниях, тогда как глубоко промороженные толщи горных сооружений севера и северо-востока Сибири, видимо, воздействуют на прилежащие к ним части артезианских бассейнов в меньшей мере.

Необходимо, наконец, отметить, что в гидрогеологии молодых складчатых областей немаловажное значение имеют процессы современного и недавнего вулканизма, а также сейсмические процессы и проявления молодой тектоники, которые сказываются в возникновении и местами

в широком развитии различных термо-минеральных углекислых и других вод, имеющих большое лечебное значение.

Все выше изложенное свидетельствует о большом разнообразии гидрогеологических условий СССР, об неисчерпаемых ресурсах подземных вод разнообразного состава и происхождения. Перед пытливым умом советской молодежи и гидрогеологами в первую очередь стоят большие и увлекательные задачи дальнейшего гидрогеологического изучения ресурсов подземных вод СССР для удовлетворения многогранных потребностей нашего народного хозяйства.

ЛИТЕРАТУРА

Общие вопросы и региональная гидрогеология СССР

Алекин О А Основы гидрохимии ГИМИЗ, 1953

Альтовский М Е К вопросу о формировании химического состава подземных вод Вопросы гидрогеологии и инженерной геологии, сб 13, 1950

Архангельский А Д и Залманзон Э С Сравнительно литологические исследования по вопросу о происхождении подземных вод грозненских нефтяных месторождений «Бюлл Моск общ исп природы» Отдел геол, т 9, вып 3—4, 1934

Белоусов В В Очерки геохимии природных газов ОНТИ, 1937

Богомолов Г В Гидрогеологические и инженерно геологические работы за 30 лет Сб «Советская геология за 30 лет», стр 233 242 М—Л, 1947

Брусевич С В Погребенные опресненные воды под современными осадками Черного моря Докл АН СССР, т 84, № 3, 1952

Бунеев А Н Основы гидрогеохимии минеральных вод осадочных отложений Медгиз, М, 1956

Валяшко М Г О некоторых общих закономерностях формирования химического состава природных вод Гидрохим мат, т 22 Изд АН СССР, 1954

Василевский М М О гидрогеологическом районировании территории СССР «Природа» № 4, 1940

Вернадский В И История минералов земной коры, т II История природных вод, вып 1—3, 1933—1936

Виноградов А П О хлорбромном коэффициенте подземных вод Докл АН СССР, т XLIV № 2, 1944

«Водные богатства недр земли на службу социалистическому строительству» Труды Первого всесоюзного гидрогеологического съезда Сб 2, 3, 4, 5, Л—М, 1933—1934

Вопросы гидрогеологии и инженерной геологии Сб 14—16 ВСЕГИНГЕО Госгеолтехиздат, 1956—1959

Врублевский М И К истории исследования минеральных вод Центрального Кавказа Вестник ЛГУ, № 19, 1952

Гатальский М А Палеогидрогеология и ее значение при изучении нефтеносных областей «Геологический сборник», т 1, М—Л, 1953

Гатальский М А О погребенных и застойных подземных водах Русской платформы в связи с поисками нефти и газа «Геологический сборник», т 2 ВНИГРИ, М, 1953

Гатальский М А Значение динамики в формировании подземных вод Русской платформы «Геологический сборник» № 2, тр ВНИГРИ, нов серия, вып 95 Гостоптехиздат, Л, 1956

Гвоздецкий Н А Карст Географиз М, 1954

Геоморфологическое районирование СССР Тр Комиссии по естеств-истор районир СССР, т II, вып 1, АН СССР, 1947

Герасимов А П Минеральные воды в России Отд вып 40-й, сб «Естеств-производит силы России», т IV, 1920

«Гидрогеология СССР», выпуски I—V, VI, XVII и др Госгеолиздат, 1939—1947

Гинзбург Карагичева Т Л О роли бактерий в процессах нефтеобразования, Тр ВНИГРИ, вып IV Гостоптехиздат, 1954

Гордеев Д И Основные этапы истории отечественной гидрогеологии Тр Лабор гидрогеол проблем, т VII АН СССР, М, 1954

Гуревич М С Парагенезис подземных вод и природных газов Тр Лабор гидрогеол проблем, т III, М—Л, 1948

Гуревич М С Принципы комплексного нефтепоискового изучения подземных вод Мат ВСЕГЕИ, нов сер, вып 18, 1956

Дзенс Литовский А И Подземные воды и рассолы озерных соляных месторождений Тр Лабор гидрогеол проблем, т IX, 1950

Дзенс Литовский А И О формировании и классификации подземных вод соляных месторождений и соляных озер Советская геология, сб 44 Госгеолтехиздат, 1955

Дзенс-Литовский А И и Толстихин Н. И Краткая пояснительная записка к схематической карте природных минеральных вод СССР Госгеолиздат, Л—М, 1946

Докучаев В В К учению о зонах природы Горизонтальные и вертикальные почвенные зоны 1899, Избр соч, т 3 Изд АН СССР, М, 1949

Дуров С А К вопросу о генезисе природных вод Тр Лабор гидрогеол проблем, т III, 1948

Жабрев Д В Изменение состава вод по нефтяному месторождению в целом и по отдельным пластам Тр геол ин та им И М Губкина, т 19, 1939

Зайцев И К К вопросу формирования подземных рассолов Информ сб ВСЕГЕИ № 4, 1956

Зайцев И К Объяснительная записка к гидрогеологической карте СССР в масштабе 1 5 000 000 Госгеолтехиздат, 1958

Игнатович Н К О региональных гидрогеологических закономерностях в связи с оценкой условий нефтеносности Советская геология, сб 6, 1945

Игнатович Н К Принципы гидрогеологического районирования территории СССР Изв Всесоюзн геол фондов, вып 1 Госгеолиздат, 1946

Игнатович Н К Гидрогеологические структуры — основа гидрогеологического районирования территории СССР Советская геология, сб 19, 1947

Игнатович Н К Зональность, формирование и деятельность подземных вод в связи с развитием геоструктуры «Вопросы гидрогеологии и инженерной геологии», сб 13 Госгеолиздат, 1950

Ильин В С Грунтовые воды БСЭ, т XIX, 1930

Козмина Т И Борхлорный коэффициент в водах нефтяных месторождений Докл АН СССР, т 67, № 2, 1951

Каменский Г Н Гидрогеологический тип как основная единица гидрогеологического районирования «Водные богатства недр земли на службу социалистическому строительству», сб 8, ОНТИ, 1933

Каменский Г Н Зональность грунтовых вод и почвенно-географические зоны Тр Лабор гидрогеол проблем, т VI, АН СССР, 1949

Каменский Г Н Гидрохимическая зональность в распределении подземных вод Тр МГРИ, т XXVI Госгеолтехиздат, 1954

Каменский Г Н Принципы гидрогеологического районирования СССР Сб «Вопросы изучения подземных вод и инженерно геологических процессов», АН СССР, 1955

Каменский Г Н, Силин-Бекчурин А И, Соколов Д В Проблемы формирования подземных вод по материалам трудов лаборатории гидрогеологических проблем, т 1 Тр Лабор гидрогеол проблем, т II, АН СССР, 1949

Ковда В А Происхождение и режим засоленных почв, т 1—2, АН СССР, 1946—1947.

Коржинский Д С Факторы минеральных равновесий и минералогические фации глубинности Тр Ин та геологич наук АН СССР, вып 12 петрограф. серия, № 5, 1940

Коф М И Роль Г Е Щуровского в изучении подземных вод Подмосковной котловины Бюлл МОИП н с, т IX, Отд геол, т XXIX, вып 2 Изд МГУ, 1954

Кравцов А И Влияние гидрогеологических условий на газоносность угольных месторождений Углетехиздат, 1950

Кротова В А Некоторые общие закономерности химизма подземных вод палеозоя Волго Уральской нефтеносной провинции Геологический сборник № 2, ВНИГРИ, 1956

Кротова В А О хлорбромном коэффициенте подземных вод Геологический сборник № 2, ВНИГРИ, 1956

Куканов В. М Гидрогеологические закономерности как фактор в установлении и изучении глубинных нефтяных структур Советская геология, сб 4, 1945

Курнаков Н С, Жемчужный С В О метаморфизации соляных рассолов В кн «Отчет о деятельности Комиссии по изучению естественных производительных сил России» № 9, 1917

Курорты СССР. Под ред С В Курашова, Н Е Хрисанфова, Л Г Гольдфайля Медгиз, М, 1951

Кучин М И Развитие гидрогеологии и инженерной геологии за 30 лет Тр Томского гос ун-та, т 100, 1948

Ланге О К Геоморфология и грунтовые воды Тр Лабор гидрогеол проблем, т II, 1947

Ланге О К О зональном распределении грунтовых вод на территории СССР Очерки по региональной гидрогеологии СССР, нов серия, вып 8 (12) Изд МОИП, М, 1947

Ланге О К О некоторых теоретических вопросах гидрогеологии Бюлл МОИП, отд геол т XXX (2) М, 1955

Лебедев А Ф Почвенные и грунтовые воды Изд АН СССР, М—Л, 1936

Линдтроп Н Т Роль воды в формировании и разрушении нефтяных залежей Сб «Памяти акад И М Губкина» Изд АН СССР, 1951

Лисицын К И О законах распределения пресных и соленых вод в сухих суглинистых степях в связи с рельефом Новочеркасск, 1927

Личков Б Л Материалы к вопросу о классификации подземных вод «Материалы по геол и полезн ископ России», вып 98, 1928

Личков Б Л К вопросу о значении местных базисов эрозии в гидрогеологии Тр Лабор гидрогеол проблем, т III, 1948

Личков Б Л О законе горизонтальной зональности В В Докучаева в применении к грунтовым водам и о степени подчинения горизонтальной зональности остальных подземных вод Географический сборник VI Изд АН СССР, М—Л, 1954

Макаренко Ф А Некоторые результаты изучения подземного стока Тр Лабор гидрогеол проблем, т I, 1948

Макаренко Ф А О гидрогеологическом районировании грунтовых вод по химическому составу малых рек Докл АН СССР, т 74, № 3, 1950

Макеев З А О глубинном распределении и передвижении подземных вод Тр Лабор гидрогеол проблем, т III, 1948

Маков К И К вопросу о геологической истории подземных вод Причерноморья Изв АН СССР, сер геол, № 6, 1939

Маков К И К вопросу о путях формирования подземных вод Днепровско-Донецкой впадины Докл АН СССР, т 44, № 49, 1944

Маков К И О методе структурно-гидрогеологического анализа Докл АН УССР, № 5, 1947.

Маков К И Материалы об условиях формирования трещинных вод Украинского докембрия Геологич журнал АН УССР, т IX, вып 1—2, 1948

Максимович І А Химическая география вод суши Географгиз М, 1955

Малеванный Е Т Очерк истории гидрогеологических исследований Молдавской ССР и Измаильской области УССР Труды Одесского ГУ им Мечникова, т II, вып 2 (54)

Маринов Н А Некоторые вопросы формирования подземных вод МНР Советская геология, сб 56, Госгеолтехиздат, М, 1956

Материалы для характеристики ресурсов подземных вод по районам СССР Сб статей под ред Ф П Саваренского, М М Васильевского, Д И Щеголева ОНТИ, Л—М, 1933

Материалы к изучению соляных месторождений и минеральных вод Сборники вып XXVIII — 1953, XXX — 1955, Госхимиздат, Л

Наливкин Д В, акад Краткий очерк геологии СССР, связанный с геологической картой СССР в масштабе 1 5 000 000 Л, 1956

Никитин С Н Грунтовые и артезианские воды на Русской равнине С Пб, 1900

Овчинников А М Особенности гидрогеологии горных стран Докл АН СССР, т 54, № 3, АН СССР, 1946

Овчинников А М Минеральные воды Госгеолиздат, 1947

Овчинников А М Современное состояние вопроса о формировании подземных вод Тр Лабор гидрогеол проблем, т I, 1948

Овчинников А М Типы месторождений минеральных вод Советская геология, сб 40, Госгеолиздат, 1949

Овчинников А М Гидрогеохимическая система природных вод «Вопросы курортологии, физиотерапии и лечебной физической культуры», сб 1 Медгиз, 1955.

Оценка ресурсов и перспективы использования термальных вод СССР как источников тепла Коллектив авторов под ред Ф А Макаренко Тр Лабор гидрогеол проблем им Саваренского Изд АН СССР, 1957

Палей П Н О генезисе глубинных рассолов Тр Лабор гидрогеол проблем, т III, 1948

Погребов Н Ф Краткий очерк работ по исследованию подземных вод в России Изв Росс гидрол ин та № 5, Петроград, 1923

Полынов Б Б Кора выветривания Изд АН СССР, Л, 1934

Приклонский В А Некоторые закономерности формирования грунтовых вод в засушливых областях Тр Лабор гидрогеол проблем, т I, 1948

Рыжиков Д В Природа карста и основные закономерности его развития Изд АН СССР, М, 1954

Саваренский Ф П Избранные сочинения Изд АН СССР М—Л, 1950

Саваренский Ф П, Славянов Н Н, Афанасьев Т П Формирование подземных вод Вводная статья Тр Лабор гидрогеол проблем, АН СССР, т I, 1948

Савченко В П Вопросы формирования нефтяных и газовых залежей «Нефт хоз», № 5, 1952

Сайдаковский С З, Ткачук В Т и Цвик С М Об условиях формирования подземных вод хлоридного натриево-кальциевого типа Гидрохимические мат, т XXIII Изд АН СССР, М—Л, 1955

Сауков А А Геохимия Госгеолиздат, М, 1950

Седенко М В Гидрогеология некоторых угольных месторождений СССР Углетехиздат, 1951

Семихатов А Н О гидрогеологических циклах Докл АН СССР т 56, № 6, 1947

Семихатов А Н Гидрогеология М, 1954
Силин Бекчурин А И О влиянии колебательных движений земной коры в районе Урало Волжской впадины на условия формирования подземного стока и нефтяных залежей Тр ЛГГП АН СССР, т I, 1948
Силин Бекчурин А И К вопросу формирования химического состава грунтовых вод в аридных областях Уч зап, вып 176 Геология Изд МГУ, 1956
Славянов Н Н Подземные воды СССР Гл 14 и 15 в кн К Кейльгака «Подземные воды» ОНТИ Л—М, 1935, стр 395—449
Страхов Н М Бродская Н Г и др Образование осадков в современных водоемах АН СССР, 1954
Сулин В А Гидрогеология нефтяных месторождений Гостоптехиздат, 1948
Тагеева Н В К геохимии подземных вод Татарской республики Докл АН СССР т XXXIX № 6, 1943
Тагеева Н В О некоторых геохимических типах подземных вод Изв АН СССР, сер геол, № 1, 1954
Терлецкий Б К (ред) Подземные воды «Недра советской Азии», изд советская Азия М, 1932
Толстихин Н И Провинции минеральных вод СССР Проблемы советской геологии, № 3, 1938
Толстихин Н И Подземные воды мерзлои зоны литосферы Госгеол издат, 1941
Толстой М П К вопросу о разгрузке подземных вод артезианского бассейна Докл АН СССР т 50, 1945
Троицкий В А Гидрологическое районирование СССР АН СССР, 1948
Троянский С В Белицкий А С Чекин А И Гидрогеология и осушение месторождений полезных ископаемых Углетехиздат, 1956
Труды Лаборатории гидрогеологических проблем т I, 1948 т III, 1948, т II, 1949, т IV, 1949, т VI, 1949, т X, 1951, т XI, 1954, т XII, 1955, т XVI, 1958, т XX 1958 Изд АН СССР
Федоров С Ф Нефтяные месторождения Советского Союза Гос научно технич издат М—Л, 1939
Ферсман А Е Избранные труды т II — Региональная геохимия Прикладная геохимия Изд АН СССР 1953 т III — Геохимия Изд АН СССР, 1955
Филатов К В Гравитационная гипотеза формирования химического состава подземных вод платформенных депрессий Изд АН СССР М 1956
Хитаров Н И Паровая и газовая фазы системы кремнезем — вода Советская геология, сб 2, 1944
Чаповский Е Г Некоторые результаты гидрогеологических исследований в пустынных и полупустынных районах в связи с обводнением пастбищ Гидротехника и мелиорация № 5 1957
Черепенников А А Руководство по опробованию и анализу природных газов Госгеолиздат, М, 1951
Шагоянц С А Подземные воды центральной и восточной частеи Северного Кавказа Госгеолтехиздат, 1959
Щеголев Д И Рудничные воды Углетехиздат, М, 1948
Щеголев Д И и Толстихин Н И Подземные воды в трещиноватых породах Гостоптехиздат, Л—М, 1939

Европейская часть СССР, Урал, Кавказ

Айзенберг Д Е Подземные воды и карстовые явления на площади Улу Телякского марганцевого месторождения АН УССР Геол журн, т VIII, вып 4, 1946
Альбов С В. Пресные воды Крыма и их использование АН УССР, Ялта, 1955
Архангельский А Д и Залманзон З С Условия образования подземных вод грозненских нефтяных месторождений Тр ГИНИ, сб работ, 1930—1931
Аскеров А Г Минеральные источники Азербайджанской ССР Изд АГУ, Баку, 1954
Афанасьев Т П Подземные воды Среднего Поволжья и Прикамья и их гидрохимическая зональность Изд АН СССР, М, 1956
Бабинец А Е Провинції мінеральних вод Закарпаття АН УРСР Геологічний журнал, т IX, вип 3, 1948
Белякова Е Е Нефтепоисковое значение подземных вод и растворенных в воде газов по данным исследований в районе Самаро Камского междуречья Волго-Уральской нефтеносной области «Вопросы нефтепоисковои гидрогеологии», мат ВСЕГЕИ, нов серия, вып 18 Гидрогеология Госгеолтехиздат 1956
Богданов Г Я Грунтовые воды восточной части массива Волго-Уральских песков «Вопросы изучения подземных вод и инженерно геологических процессов» Изд АН СССР, М, 1955
Брунс Е П Стратиграфия и тектоника палеозоиских отложений северо-западной окраины Днепровско Донецкой впадины Советская геология, сб 45 Госгеолтехиздат, 1955

Буачидзе И М О распространении артезианских бассейнов на территории Грузии Тр Геол ин-та АН Груз ССР, серия геол, VII (12), 1953

Буачидзе И М Гидрогеологическое районирование территории Грузии. Тр политехнич ин та им С М Кирова № 3 (38), 1955

Буданов Н Д Подземные воды Челябинской обл и использование их для водоснабжения сельского хозяйства «Вопросы водоснабжения сельского хозяйства в районах Урала и Зауралья» Госгеолтехиздат, 1956

Вертеа И Особенности формирования подземных вод Эстонской ССР. Тр Ин та геологии АН Эст ССР, т II, 1958

Врублевский М И Некоторые общие положения и особенности гидрогеологии горных областей (на примере Центрального Кавказа) Вест Ленинградского ун-та, № 4 Л, 1953

Врублевский М И О геотермических условиях и формировании температуры минеральных вод Центрального Кавказа Вест Ленинградского ун-та, № 10, 1954

Врублевский М И и Молева В А Минеральные источники Верхней Сванетии Мат по геол и петрогр Грузинской ССР Тр СОПС АН СССР Серия Закавказская, вып 4, 1940

Гармонов И В Грунтовые воды степных и лесостепных районов Европейской части СССР и их гидрохимическая зональность Изд АН СССР, М, 1958

Гатуев С А и Шагоянц С А Гидрогеологические районы Северокавказского края и условия водоснабжения в них Новые данные по стратиграфии и гидрогеологии Северного Кавказа Госгеолиздат, 1946

Гидрогеологический очерк Донецкого бассейна Сб геологич, изд М—Л, 1930

Головкинский Н А Артезианские колодцы Таврической губернии Изд «Новоросс календарь», 1891

Голубятников В Гидрогеологический очерк Тр по геологии и полезным ископаемым Северного Кавказа, вып 7, 1940

Григорьев Н А Гидрогеологическое районирование минеральных вод Северного Кавказа Тр Лабор гидрогеол проблем АН СССР т III М АН СССР, 1948

Двали М Ф Результаты гидрогеологических исследований на западной части Апшеронского полуострова Тр Всес геол разв объедин, вып 265 ОНТИ, Л—М, 1932

Демехин А П Арзни Гидрогеологический очерк Тр Армянского гос геологич управления, вып 1 Изд Арм геол упр, Ереван, 1940

Демехин А П Гидрогеология района курорта Джермук «Бальнеоклиматический курорт Джермук» Изд Мин здрав Арм ССР Ереван, 1948

Дзенс Литовский А И Соленосные породы и соленые воды Советской Прибалтики Советская геология, сб 23, 1947

Долуханова Н И Гидрогеология средней части Памбакского хребта и Анкаванские (мисхано мармарикские) минеральные воды Изд АН Арм ССР, Ереван, 1956

Дубинский А Я Новые данные по тектонике восточной части Большого Донбасса ВСЕГЕИ Мат по геологии Европейской части СССР Госгеолтехиздат, 1956

Дубянский А А Воронежская область «Гидрогеология СССР», вып V, кн 3 Госгеолиздат, М—Л, 1941

Жуков В А, Толстой М П, Троянский С В Артезианские воды каменноугольных отложений Подмосковной палеозойской котловины Тр Всесоюзного научн исслед ин та мин сырья, вып 153, Гособъед, н технич изд, М—Л, 1939

Зайцев И К Основы гидрогеологического районирования Второго Баку Советская геология, № 2, 1944

Захаров В Ф Гидрогеология Эриванской низменности Мат к общей схеме использованных ресурсов Кура-Араксинского бассейна вып 8, Тифлис, 1931

Игнатович Н К Гидрогеологические исследования и разведка для Нового Бакинского водопровода Мат ЦНИГРИ сб 3 Госгеолиздат, 1934

Игнатович Н К О проблеме обводнения Ставрополья Разведка недр, № 12, 1938

Игнатович Н К Гидрогеология палеозоя Русской платформы ОНТИ, 1940

Кавеев М С Краткий гидрогеологический очерк Татарской республики Сб «Геология и полезные ископаемые Тат АССР», 1940

Казьмина Т И Девонские воды востока Русской платформы Тр ВНИГРИ, вып 57, геохим сб, № 2—3, Гостоптехиздат 1951

Каменский Г Н Гидрогеологические исследования в южной части Общего Сырта, произведенные в 1928 г Изв Геолог комитета, т XLVI, № 10, Л, 1928

Каменский Г Н Геологическое строение южной части Общего Сырта и ее геоструктурные подразделения как основа гидрогеологического районирования. Тр МГРИ, т XXIV, Госгеолиздат, 1949

Каменский Г Н Вопросы гидрохимического режима районов оросительных систем Прикаспийской низменности Изв АН СССР, серия геол, № 1 1952

Каменский Г Н Принципы прогноза гидрохимического режима грунтовых вод северной части Прикаспийской низменности Тр Лабор гидрогеол проблем, т XII Изд АН СССР, М, 1955

Каштанов С Г Подземные воды Татарской АССР и их использование Уч зап Казанского гос ун-та им В И Ульянова Ленина, т 112, кн 2, Геология, 1952
Каштанов С Г Подземные воды Среднего Поволжья и Нижнего Прикамья Уч зап Казанского гос ун та, т 115, кн 16, Геология, 1955
Коф М И Метод обработки химических анализов воды на примере исследования подземных вод Прикаспийской синеклизы Тр Лабор гидрогеол проблем АН СССР т XII, 1955
Кравцов А И Зональность химизма подземных вод и газоносность угленосной толщи Донбасса Советская геология, № 28 1948
Кротова В А Гидрогеология Волго Уральская нефтеносная область Тр ВНИГРИ нов сер, вып 94, Гостоптехиздат Л, 1956
Куделин Б И К вопросу о значении геоструктурного и гидрогеологического анализа при изучении водного баланса регионов Уч зап МГУ, вып 176, Геология Изд МГУ, 1956
Кузнецов И Г Озеро Церик-Кель и другие формы карста в известняках Скалистого хребта на Северном Кавказе Изв Русск геогр об ва, т IX вып 2, 1928
Лангваген Я В Джульфинские мышьяковистые источники в Нахичеванском крае Мат по общ и прикл геологии, вып 144 Геолиздат, М—Л, 1930
Лангваген Я В Минеральные источники Северо Кавказского края Сб «Природные богатства Северо Кавказского края», 1935
Ланге О К Подземные воды Русской платформы и их районирование Тр Лабор гидрогеол проблем им акад Ф П Саваренского, т III Изд АН СССР, М—Л, 1948
Лидин Г Д Газы и минеральные воды Донецкого бассейна Аз-Черном геол упр Мат по геологии и полезн ископ, сб VI 1938
Линдтроп Н Т Влияние разработки Грозненских месторождений нефти на естественные источники «Нефт хоз», № 8, 1946
Личков Б Л Гидрогеологические районы Украины Тр Первого всеросс гидрогеол съезда в Л де 7—14 мая 1924 г Л, 1925
Макаренко А Н О взаимосвязи грунтовых и напорных вод в районе левобережья Нижнего Днепра Уч зап ЛГУ № 16, 1939
Макаренко А Н Некоторые вопросы региональной гидрогеологии Нижнего Поднепровья Зап геол фак Харьк гос ун-та им А М Горького, т II, 1955
Макаренко Ф А О генезисе сероводородных вод Мацесты Тр Лабор гидрогеол проблем, т II Изд АН СССР, М—Л, 1949
Макаренко Ф А О происхождении углекислых солено-щелочных вод в районе КМВ Докл АН СССР, т XXII, № 2, 1950
Маков К И К вопросу о геологической истории подземных вод Причерноморья Изв АН СССР сер геол, № 6, 1939
Маков К И К вопросу о современном питании водоносных горизонтов Причерноморья Геол упр УССР Мат по геол и гидрогеол, сб I, Киев, 1939
Маков К И О запасах подземных вод Северо Украинской мульды «Инженерная геология и гидрогеология», сб № 1 ГОНТИ, Харьков, 1939
Маков К И О гидрогеологическом районировании Днепровско Донецкой впадины Советская геология № 56, 1940
Маков К И Подземные воды Бакширской АССР «Гидрогеология СССР» Урал Кн 2 Изд АН УССР, 1946
Махнач А С, Стефаненко А Я, Цапенко М М, Козлов М Ф Краткий очерк геологии Белоруссии Изд АН Белорус ССР Минск 1957
Милановский Е В Геологическое строение, подземные воды и полезные ископаемые Ульяновской губ Геологический сборник, вып 2 Изд об ва изуч Ульяновского края Ульяновск, 1927
Миртова А В и Дмитриев Н В Гидрогеология долины Камы от устья до г Оханска «Гидрогеология СССР», вып 4, кн 2, 1940
Муратов М В Тектоника и история развития альпийской геосинклинальной области юга Европейской части СССР и сопредельных стран «Гектоника СССР», т II Изд АН СССР, М—Л, 1949
Объяснительная записка к карте грунтовых вод Европейской части СССР Ред Духанина В И и Родионов Н В Госгеолтехиздат, 1958
Овчинников А М Основные принципы зональности минеральных вод Кавказа Тр МГРИ, т XXIII 1948
Овчинников А М Основные черты гидрогеологии Карпат и Закарпатья Тр Моск геол разв ин-та им С Орджоникидзе, т XXV, 1950
Овчинников А М Гидрогеологический очерк района Кавказских минеральных вод Сб «Памяти акад А Д Архангельского» Изд АН СССР, М, 1951
Овчинникова Л К Минеральные воды Закарпатской Украины Тр Моск геол разв ин та им С Орджоникидзе, т XXV, 1950
Orviku K Tartu linna Hudrogeologia RK «Teaduslik kirjandus», Tartu, 1946
Отоцкий П В Схема залегания грунтовых вод на равнине Европейской России Приложения к кн К Кейльгак «Подземные воды», С-Пб, 1914
Первухина А Е Соляные источники Северного края как основа для поисков каменной соли Изд АН СССР, М—Л 1940

Плотников Н А Северо-Украинская (Южно-Русская) мульда Госгеолиздат, 1934

Плотников Н А Ресурсы подземных пресных и минеральных вод и рассолов в Москве Очерки гидрогеологии и инженерной геологии Москвы и ее окрестностей под ред проф О К Ланге Изд МОИП, № 3, М, 1947

Порошин Ю В Гидрогеологический очерк Горьковской и Кировской областей и Чувашской, Марийской и Удмуртской АССР «Гидрогеология СССР», вып VI, ГОНТИ, М –Л, 1939

Православлев П А Гидрогеологические условия в области нижнего течения рек Большого и Малого Узеней Тр Лен об ва естествоиспыт, т 30, вып 4, 1947

Православлев П А К гидрогеологии Прикубанской степной равнины ОНТИ М—Л, 1932

Пригоровский М М Артезианские воды Русской равнины Речи и доклады прочитанные на открытом годичном заседании присутствия Геологического комитета 5 февраля 1922 г Петербург, 1922

Приклонский В А Гидрогеологический очерк Мильской степи Тифлис, 1930

Приклонский В А Формирование грунтовых вод в засушливых областях на примере Кура-Араксинской низменности Изв АН СССР, сер геол, № 4, 1946

Пустовалов И Ф Гидрогеологический очерк окрестностей г Дербента Тр Главн геол-разв упр ВСНХ, вып 20, Геол издат Гл геол-разв упр, М—Л, 1930

Распопов М П Мелиоративно-гидрогеологическое районирование северной части Прикаспийской низменности — междуречья Волги и Урала Сб «Вопросы гидрогеологии целинных и залежных земель» Госгеолиздат, М, 1956

Ришес Е А Подземные воды Степного Крыма Тр Крымского фил АН СССР, т V (геология), вып I, АН СССР, 1954

Руденко Ф А Гидрогеология Украинского кристаллического массива Госгеолтехиздат М, 1958

Саваренский Ф П Кура Араксинская низменность, ее грунтовые воды и процессы их засоления «Почвоведение», № 1—2, 1922

Саваренский Ф П Гидрогеологический очерк Заволжья Тр Главн геол-разв упр, вып 44, Геолиздат, 1931

Семихатов А Н Подземные воды СССР Часть I М—Л—Н, 1934

Сергеев В А Грунтовые воды Прикаспийских и Приаральских полупустынь Изд ЛГУ, 1937

Силин Бекчурин А И Формирование подземных вод северо-востока Русской платформы и западного склона Урала Тр Лаборат гидрогеол проблем им. акад Ф П Саваренского т IV Изд АН СССР, М—Л, 1949

Силин-Бекчурин А И О гидрохимической зональности подземных вод на приморских территориях Русской платформы Докл АН СССР, т 81, № 4, 1951

Силин-Бекчурин А И Гидрохимическая зональность подземных вод Прикаспийской синеклизы Изв АН СССР, сер геол, № 4, АН СССР, 1952

Скробов А А, Смирнов В И Природные минеральные воды Северного края Тр Северного геолог упр, вып 4, 1939

Соловьев С П Чегемская вулканическая область и район бассейнов рек Кестенты и Сакашиль (Северный Кавказ) Тр ЦНИГРИ, вып 103, 1938

Сулейманов Д М Инженерно-геологические условия Алазанского гидроузла Тр Ин-та геологии им акад И М Губкина, т XVIII Изд АН Азербайдж ССР, Баку, 1956

Сухарев Г М Воды нефтяных и газовых месторождений Восточного Предкавказья Грозн обл изд-во, 1947

Сухарев Г М Основы нефтепромысловой гидрогеологии Гостоптехиздат, М, 1956

Тамразян Г П Подземные воды нефтяных месторождений Апшеронского полуострова «Природа», № 5, 1955

Ткачук В Г. О типах подземных вод в районе Карпат Гидрохимические материалы, т XXIII Изд АН СССР М—Л, 1955

Толстихина М М Девонские отложения центральной части Русской платформы и развитие ее фундамента в палеозое Тр ВСЕГЕИ, Госгеолиздат, М, 1952.

Толстой М П О подземных водах Самарской Луки Докл АН СССР, т 52, № 8, 1946

Устиев Е К и Молева В А Минеральные источники Южной Осетии Тр СОПС АН СССР, вып IX, 1933

Фотиади Э Э Схема структуры современной поверхности кристаллического фундамента Русской платформы Изд картфабрики Госгеолтехиздат, 1955

Фонарев А Н Гидрогеологические условия восточной части Чкаловской области и особенности водоснабжения совхозов, МТС и колхозов, осваивающих целинные и залежные земли Мат по геол и пол ископ Ю Урала, вып I, Госгеол техиздат, М, 1956

Хаин В Е Главнейшие черты тектонического строения Кавказа Советская геология, № 39, 1949

Чернцов А И Минеральные источники Северного Кавказа в связи с его геологическим строением Тр по геологии и полезным ископаемым Сев Кавказа, вып 4, 1939

Чирвинский П Н Сводный геологический и гидрогеологический очерк бассейнов рек Терека и Кумы Тр СК АСС НИИ Ростов на-Дону, 1929

Чихелидзе С С Закономерности распространения минеральных вод Грузии Тр Геол ин та АН Груз ССР, сер геол, VI (XII), 1953

Штильмарк В В Краткий очерк гидрохимических полей минеральных вод Европейской части РСФСР Сб трудов Горьковского физиотерапевт ин та, вып 2, 1938

Щеголев Д И, Синягин Г П Гидрогеологический очерк Донецкого бассейна «Гидрогеология СССР», т III, Геолиздат, Л—М, 1941

Эйнор О Л Материалы по гидрогеологии и карстовым явлениям в южной части Кизеловского района ОНТИ Л—М, 1936

Юсупов Б М О подземных водах Нижнего Прикамья Докл АН СССР т 10, № 8, 1948

Яншин А Л Новые данные о геологическом строении и гидрогеологии района Чушкакульской антиклинали Тр ин-та геол наук АН СССР, геол серия, вып 32, № 9, 1940

Яроцкий Л А Об условиях формирования крепких сероводородных вод Керченского полуострова Тр Лабор гидрогеол проблем, т III Изд АН СССР, М—Л, 1948

Яроцкий Л А О происхождении талгиинских сероводородных вод «Вопросы изучения курортных ресурсов СССР», Медгиз, М, 1955

Средняя Азия и Восточный Казахстан

Ахмедсафин У М О накоплении минеральных солей в грунтовых водах песчаных пустынь Изв АН Казахск ССР, № 70, сер геол, вып 11, Алма Ата, 1949

Ахмедсафин У М Подземные воды Казахстана и перспективы их изучения и использования в народном хозяйстве в шестой пятилетке. Водные ресурсы Казахстана Изд АН Казахской ССР, 1957

Бедер Б А Воды артезианских бассейнов Узбекистана Узбекский геологический журнал, № 6, 1958

Владимиров Н, Мухамеджанов С Подземные воды как источник водоснабжения С х Казахстана, № 8, 1954

Второе узбекистанское гидрогеологическое совещание Тезисы докладов и сообщений АН УзССР, Ташкент, 1957

Двали М Ф, Лебедев Г А, Никитюк Л А Геологические и гидрогеологические исследования Красноводского полуострова Тр Всес геол-разв объед НКТП СССР, вып 173, 1932

Денисов П В Схема происхождения термальных источников Тянь Шаня Гидрохимические материалы, т XXIII Изд АН СССР, М—Л, 1955

Дружинин И Г, Кадыров В, Денисов П В Минеральные воды Киргизии Изв Кирг фил АН СССР, вып III—XIII Изд Кирг фил АН СССР Фрунзе, 1950

Калугин П И Схема тектоники передового хребта Копет Дага Тр Туркм фил АН СССР, вып II, 1942

Кассин Н Г Очерк гидрогеологии восточной части Казахстана и прилегающих частей Сибирского края «Подземные воды СССР», № 10, Л, 1929

Кац Д М Типы ирригационных режимов грунтовых вод Средней Азии Докл АН СССР, т XXVII, № 4, 1951

Кенесарин Н А Формирование режима грунтовых вод орошаемых районов на примере Мырза Шоль (автореферат) Институт геологии АН УзССР Ташкент, 1951

Керзум П А Геологическое строение, рельеф, поверхностные и подземные воды Вахшской долины (в кн «Почвы Вахшской долины и их мелиорация») Вахшская почвенно-мелиоративная станция АН СССР Таджикс фил АН СССР, Сталинабад, 1947

Коноплянцев А А, Кнауф В П О некоторых закономерностях в химизме подземных вод хр Каратау Докл АН СССР, т 53, № 1, 1946

Крылов М М Гидрогеологические процессы орошаемой зоны Узбекистана и их роль в мелиоративном освоении земель Тр Ин та геологии, вып 3 Изд АН УзССР, Ташкент, 1949

Кунин В Н О глубине физико географического воздействия в условиях песчаной пустыни Изв АН СССР, серия геогр, т 12 № 1, 1948

Кунин В Н О качественных нормах водопотребления в условиях пустыни Пустыни СССР и их освоение АН СССР, 1954

Кунин В Н Местные воды пустыни и вопросы их использования АН СССР, 1959

Ланге О К (ред) Гидрогеологический очерк Чирчик-Ангрен Келесского бассейна Тр Ср-Аз геол треста, вып 4, изд «Недра Средней Азии», Ташкент, 1937

Ланге О К Гидрогеологическое районирование Средней Азии Советская геология, № 34, 1948

Материалы по гидрогеологии Узбекистана Выпуски 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 11, 12, 13, 14 Ташкент, 1932—1935

Митгарц Б Б Нефтепоисковое значение состава подземных вод по данным исследований в Фергане Мат ВСЕГЕИ, нов сер, вып 18, 1956 Госгеолтехиздат, М, 1956.

Морозов В М Подземные воды горной части Мангышлакского полуострова как источник водоснабжения отгонного животноводства Сб. «Вопросы гидрогеологии целинных и залежных земель» Госгеолтехиздат, М, 1956

Никшич И И Копет-Дагская линия термальных источников «Вестник Ирригации», 7 Ташкент, 1925

Обручев В. А Закаспийская низменность Зап Р Г О по общей географии, т XX, № 3, 1890

Первое республиканское гидрогеологическое совещание Сб статей под ред Крылова М М Тр Ин-та геол, вып 3, АН УзССР, Ташкент, 1949

Плотников Н И Условия водоснабжения трещиноватых пород палеозоя на примерах изучения гидрогеологии районов рудных месторождений Средней Азии Тр Ин-та геол АН УзССР, вып 3, Ташкент, 1949

Плотников Н И К вопросу формирования подземных вод полупустынных зон Средней Азии Советская геология, № 44, М, 1955

Плотников Н И Подземные воды — на орошение целинных и залежных земель Советская геология, сб 56 Госгеолтехиздат, М, 1956

Полетаев И К О гидрогеологических условиях Самгарской долины и использовании ее грунтовых вод на орошение Докл АН Таджикской ССР, вып. 16, 1956_1

Полетаев И К Оценки мелиоративного состояния северных предгорий Туркестанского хребта в бассейне рр Ходжа-Бакирган и Ак Су Докл АН Таджикской ССР, вып 15, 1956_2

Полетаев И К О гидрогеологических условиях и путях мелиорации орошаемой территории Вахшской долины Уч зап Таджгос ун-та, вып 2, 1956

Посохов Е В Термальные источники Восточного Казахстана Изд АН Каз ССР, Алма-Ата, 1947

Посохов Е В Соляные озера Казахстана Изд АН СССР, 1955

Посохов Е В К вопросу о гидрохимии подземных вод Северного и Восточного Приаралья и прилегающих к нему районов Мын-Булак и Арысь Куль Гидрохимические материалы, т XXVII, АН СССР, 1957

Решеткина Н М Гидрогеологические черты межгорных котловин и впадин Западного Тянь-Шаня Докл АН УзССР, I, 1948

Решеткина Н М Грунтовые воды Узбекистана и перспективы их откачки в целях мелиорации и орошения Тр. ин та сельск хоз вып 1 Изд. АН УзССР, Ташкент, 1953

Термы и газы Тянь Шаня Сборник под ред Славянова Н Н СОПС АН СССР Изд АН СССР, М—Л, 1938

Троянский С В Гидрогеологические особенности Центрального Казахстана и возможные источники подземных вод для водоснабжения сельского хозяйства Советская геология, сб 44, Госгеолтехиздат, М, 1955

Федин Н Ф Кзыл-Ординский массив орошения левобережья низовьев реки Сыр-Дарьи Изд АН Казах ССР, Алма-Ата, 1952

Шмидт М А Геологический и гидрогеологический очерк западной части Зеравшанской котловины Изд Комитета наук УзССР, Ташкент, 1936

Шмидт М А Режим грунтовых вод Узбекистана Изд Комитета наук УзССР, Ташкент, 1938

Яковлев Д И Голодная степь Казахстана Изд АН СССР, 1941

Яншин А Л. Тектоника и использование артезианских вод в пустынной зоне Южного Казахстана Вест АН СССР, № 4, 1952

Яроцкий Л И Условия формирования термальных вод курорта Джалал-Абад Вопр изуч курортных ресурсов СССР Медгиз, М, 1955

Сибирь и Дальний Восток

Андреев В Н Гидролакколиты (булгунняхи) в западносибирских тундрах Изв. Р Г О, т 68, в 2, 1936

Аиисимова Н П Химический состав подземных и поверхностных вод и некоторые закономерности его изменения в условиях распространения многолетнемерзлых пород (район среднего течения р Лены) Автореф дисс канд геол-минерал наук, Ин-т мерзлотоведения АН СССР, Якутск, 1957

Архангельский Б Н Гидрохимическая зональность подземных вод о-ва Сахалина Тезисы докладов III Всесоюзного гидрологического съезда, секция гидрохимии, 1957.

Базилевич Н И. Состав почвенно-грунтовых вод Барабинской низменности Тр Лаборат гидрогеологич проблем т X Изд АН СССР, М—Л, 1951

Баранов И Я Южная окраина области многолетней мерзлоты «Гидрогеология СССР» вып XVII, кн 2 Госгеолиздат, М—Л, 1940

Белякова Е Е Новые данные по гидрогеологии и газоносности Минусинской котловины Сб «Мат по геологии, гидрогеологии и нефтегазоносности Западной Сибири» Тр ВСЕГЕИ, Госгеолтехиздат, 1954

Бейром С Г и Михайлова Е В Подземные воды Кулунды на службу сельскому хозяйству Советская геология, сб 44 Госгеолтехиздат, М, 1955

Бутов П И Гидрогеологические условия Кемеровского района в Кузнецком бассейне Тр Всес геол разв объед НКТП СССР вып 160, М—Л, 1932

Вельмина Н А и Узембло В В Гидрогеология центральной части Южной Якутии АН СССР, 1959

Гаврюхина А А О формировании подземных вод междуречья Кондома—Томь юга Кузбасса Гр Лабор гидрогеол проблем, т X Изд АН СССР, М—Л, 1951

Герасимов И П, Иванова Е Н Процессы континентального соленакопления в почвах, породах, подземных водах и озерах Кулундинской степи Тр почв ин-та им В В Докучаева, т 9, 1934

Головачев Ф А Минеральные источники юго восточной оконечности Чукотского полуострова Арктика, № 5, 1937

Горбов А Ф Геология и гидрогеология Михайловской группы соляных озер в Кулундинской степи Автореферат диссертации Л 1951

Дубильер А С О гидрогеологических условиях Павлодарской области в связи с освоением ее целинных и залежных земель Бюлл МОИП, отд геол, т XXXI, вып 1 Изд МГУ, 1956

Ефимов А И Незамерзающий пресный источник Улахан Тарын в Центральной Якутии Сб «Исследование вечной мерзлоты в Якутской республике», вып 3, АН СССР, 1952

Ефимов А И Источники водоснабжения Центральной Якутии Мат о природных условиях и сельском хозяйстве Центральной Якутии АН СССР, 1954

Зайцев И К, Гуревич М А, Белякова Е Е Объяснительная записка к гидрохимической карте Сибири и Дальнего Востока Тр ВСЕГЕИ, нов сер, т 3, Госгеолтехиздат, 1956

Иванов В В Гидротермы очагов современного вулканизма Камчатки и Курильских островов О вулканизме геологии и гидротермах Камчатки Сб тр Лабор вулканологии, вып 12 Изд АН СССР, М, 1956

Калабин А И Подземные воды северо востока СССР Магадан 1958

Красинцева В В Химический состав главнейших термальных источников Бурят-Монголии Вопросы изучения курортных ресурсов СССР Медгиз, М, 1955

Кучин М И Подземные воды Обь-Иртышского бассейна «Гидрогеология СССР», вып XVI Гос научно технич изд нефт и горно-топливной лит, Л—М, 1940

Кучин М И Геохимия подземных вод Западной Сибири Вест Зап-Сиб геол упр, вып 5, Томск, 1947

Левина Е Ф К вопросу о мелиорации Барабы «Гидротехника и мелиорация», № 7, М, 1950

Львов А В Поиски и испытания источников водоснабжения на западной части Амурской железной дороги в условиях «вечной» мерзлоты почвы Иркутск, 1916

Михайлова Е В Гидрогеология Кулундинской степи и условия водоснабжения сельского хозяйства Мат по геол Зап Сибири, вып 62, Госгеолтехиздат, 1956

Михаилов М П и Толстихин Н И Минеральные источники и грязевые озера Восточной Сибири и их гидрогеология, бальнеология и курортологическое лечение Мат по геологии и полезным ископаемым Восточной Сибири, вып 21, Иркутск, 1946

Набоко С И Гейзеры Камчатки Тр Лаборат вулканологии АН СССР, вып 8 АН СССР, 1954

Обручев В А Орографический и геологический очерк юго западного Забайкалья (Селенгинской Даурии) Геологич иссл по линии Сибирской жел дор, XXII, ч I, 1914

Обручев С В и Толстихин Н И Минеральные источники верховьев р Оки (Восточный Саян) Изв ВГО, № 3, 1941

Орлова Л М Подземные воды Читинской области Совещание по подземным водам Восточной Сибири Иркутск, 1955

Петров В Г Наледи на Амуро-Якутской магистрали Изд АН СССР, 1930

Пийп Б И Термальные ключи Камчатки СОПС, сер. Камчатская, вып 2 Изд АН СССР, М—Л, 1937

Пономарев В М Вечная мерзлота и подземные воды Усть-Енисейского порта Тр Ин-та мерзлотоведения, т X АН СССР, 1952

Обидин Н И Сероводородные минеральные источники Корякского хребта Бюлл научно технич информ № 3 (8), Госгеолтехиздат 1957

Рожков Б Н Соляные источники в нижнем течении р Нижней Тунгуски Мат по соленосности Вост Сибири Мат по геологии и полезным ископаемым Восточной Сибири, вып 6, Гос ОНТИ Новосибирск, 1935

Солоненко В П и Кобеляцкий И А Восточные Саяны ОГИЗ Иркутск, 1947

Степаненко Е В Записка к вопросам водоснабжения средней части Амурской железной дороги Благовещенск, 1916

Стырикович Б В Некоторые особенности формирования грунтовых вод Камчатки Информ бюлл 5 го геологического упр вып 1, Ленинград, 1958

Ткачук В Г Подземные воды Окинского междуречья Совещание по подземным водам Восточной Сибири Иркутск, 1955

Токарев Н С Гидрогеологическое районирование Восточно Сибирского края Иркутск, 1936

Толстихин О Н О вулканических водах Камчатки Информ сб ВСЕГЕИ, 1956

Толстихин О Н Основные вопросы формирования подземных вод Юго Восточной Камчатки и Курильских островов Автореферат диссертации, Л, 1957

Тостихина М А Геологическое строение юго восточной части Западно-Сибирской низменности (по данным опорного бурения) ВСЕГЕИ, Л 1955

Устинова Т И Камчатские гейзеры Географиздат, 1955

Флоренсов Н А О роли разломов и прогибов в структуре впадин Байкальского типа Вопросы геологии Азии АН СССР, М, 1954

Хоментовский А С Соль центральной части Красноярского края Мат по соленосности Восточной Сибири Гос ОНТИ Новосибирск, 1935

Хорошаева Е П Гидрогеологический очерк Новосибирского района Вест Зап -Сиб геол треста, вып 5, 1936

Шарапов И С Солепроявления юго восточной части Средне Сибирской платформы Тр Вост Сиб геол треста, вып XXV Иркутск ОНТИ Свердловск, 1938

Швецов П Ф Некоторые данные к характеристике горячих минеральных источников Чукотки Вопросы курортологии, № 5 1937

Швецов П Ф Верхоянско Колымская горная страна как особая мерзлотно гидрогеологическая провинция Изв Всес геогр об ва, № 4, 1947

Эдельштейн Я С Гидрогеологический очерк Обь-Иртышского района Тр ВГРО, вып 132, 1932

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие 3
Современное понимание региональной гидрогеологии и ее научные основы . 5
Общие методические указания по изучению курса 6

Глава I **Краткий очерк истории изучения подземных вод СССР** . . . 7

Изучение подземных вод в дореволюционной России 7
Изучение подземных вод в СССР после Великой Октябрьской революции 11

Глава II. **Формирование подземных вод** . . . 17

Формирование подземных вод артезианских бассейнов 21
Формирование грунтовых вод 24
Особенности формирования подземных вод в горноскладчатых областях 29

Глава III. **Гидрогеологическое районирование территории СССР** 31

Характеристика гидрогеологических условий основных структур на территории СССР 34
Крупные артезианские бассейны платформ 34
Зональность артезианских бассейнов 37
Возраст артезианских бассейнов 43
Гидрогеологические массивы и складчатые области 43
Зональность 48
Малые и средние артезианские бассейны складчатых областей 52
Бассейны трещинно карстовых вод 55
Схема гидрогеологического районирования СССР 55

Глава IV. **Европейская часть СССР, Урал, Кавказ** . 57

Артезианские бассейны Русской платформы . . . 57
Прибалтийский артезианский бассейн 58
Артезианские бассейны центра, востока и севера Русской платформы . . 66
Московский артезианский бассейн 67
Водоносные горизонты и комплексы неметаморфизованных докембрийских и нижнепалеозойских отложений 67
Водоносные горизонты и комплексы девонских отложений . 70
Водоносные горизонты и комплексы каменноугольных отложений . 75
Водоносные горизонты и комплексы пермских и мезо-кайнозойских отложений 78
Северо-Двинский артезианский бассейн 78
Заключение по Московскому и Северо-Двинскому артезианским бассейнам 83
Волго-Камский артезианский бассейн 85
Артезианские бассейны между Тиманом и Уралом 109
Сурско-Хоперский артезианский бассейн . . . 110
Днепровско-Донецкий артезианский бассейн 119
Донецко Донской артезианский бассейн 119
Днепровский артезианский бассейн . 123
Львовский артезианский бассейн 129
Причерноморский артезианский бассейн 135
Приазовский артезианский бассейн . . . 142
Ергенинский гидрогеологический район . . . 150

Терско Кумский артезианский бассейн 150
Прикаспийский артезианский бассейн 157
Грунтовые воды Русской платформы 168
Районы грунтовых вод областей развития ледниковых отложений . . 169
Районы грунтовых вод внеледниковых областей 170
Тиман 170
Гидрогеологические массивы и складчатые области 172
Допалеозойские гидрогеологические массивы и складчатые области 172
Балтийский гидрогеологический массив . . . 172
Украинская складчатая область . 174
Палеозойские складчатые области 180
Донецкая складчатая область . 180
Уральская складчатая область . 183
Мезо кайнозойские складчатые области 190
Карпатская складчатая область . . 191
Крымско Кавказская складчатая область 197
Крымская складчатая область 197
Керченско-Таманская область (система) малых артезианских бассейнов и мульд 200
Кавказская складчатая область 203
Складчатая область Большого Кавказа 203
Артезианский склон Большого Кавказа 212
Артезианские бассейны Большого Кавказа . 218
Складчатая область Малого Кавказа . . 224
Рионо Куринская группа артезианских бассейнов . . 227

Глава V Восточный Казахстан и Средняя Азия . . . 230

Артезианские бассейны . . 230
Приаральская группа артезианских бассейнов 230
Тургайский артезианский бассейн . . . 230
Сыр-Дарьинский артезианский бассейн . 231
Аму-Дарьинский (Каракумский) артезианский бассейн . 236
Закаспийский (Западно-Туркменский) артезианский бассейн . 244
Красноводско Мангышлакский артезианский бассейн 246
Гидрогеологические массивы и складчатые области . 246
Палеозойские складчатые области . . 246
Алайская складчатая область 246
Тянь Шаньская складчатая область . . . 247
Джунгарская складчатая область 256
Тарбагатайская складчатая область . 259
Северо Казахстанская складчатая область 259
Мезо кайнозойские гидрогеологические массивы и складчатые области . 263
Мангышлакская складчатая область 263
Устюрт 264
Туаркыр 265
Балханы 265
Копет Дагская складчатая область 267
Южно-Таджикская складчатая область 269
Памирская складчатая область 272
Кызылкумская область малых артезианских бассейнов и мульд . . . 275

Глава VI Сибирь и Дальний Восток 278

Артезианские бассейны 278
Западно Сибирский артезианский бассейн 278
Северо Западное крыло бассейна 289
Западное крыло бассейна 291
Тобольский артезианский бассейн 292
Иртышский артезианский бассейн 292
Кулундино Барнаульский артезианский бассейн 298
Чулымский артезианский бассейн 301
Восточное (Енисейское) крыло Западно-Сибирского артезианского бассейна 302
Обский артезианский бассейн 302
Прикарский артезианский бассейн 303
Грунтовые воды Западно Сибирской низменности 305
Артезианские бассейны Восточно Сибирской платформы 307
Тунгусский артезианский бассейн 308
Хатангский артезианский бассейн 309
Якутский артезианский бассейн 310
Ангаро Ленский артезианский бассейн 313
Гидрогеологические массивы и складчатые области 317
Допалеозойские гидрогеологические массивы и складчатые области . . 317

Алданская складчатая область . . . 318
Палеозойские складчатые области . . 322
Таймырская складчатая область . . 322
Саяно-Алтайская складчатая область 322
Саяно-Енисейская сложная складчатая область . . 323
Восточно-Сибирская сложная складчатая область 325
Мезо-кайнозойские гидрогеологические массивы и складчатые области Южной Якутии и южной части Дальнего Востока 330
Мезо-кайнозойские складчатые области Востока и Северо Востока Сибири 332
Кайнозойские складчатые области Крайнего Востока СССР . . . 335
Сахалинская складчатая область 335
Корякская складчатая область 336
Камчатская и Курильская складчатые области . 337

Общее заключение 350

Литература 353

Григорий Николаевич Каменский
Матильда Моисеевна Толстихина
Нестор Иванович Толстихин

ГИДРОГЕОЛОГИЯ СССР

Редактор *А. М. Овчинников*
Редактор издательства *Б. С. Филиппова*
Техн. редактор *О. А. Гурова*
Корректор *А. Г. Кудявцева*

Сдано в набор 27/V 1959 г.
Подписано в печать 12/IX 1959 г.
Формат бумаги $70\times108^{1}/_{16}$
Печ. л. 31,51+2 вкл Бум. л. 11,5
Уч.-изд. л. 33,83
Тираж 10 000 экз. Т-09000
Заказ № 639 Цена 13 р 35 к.

Картфабрика Госгеолтехиздата
Ленинград, В. О., 19 линия, д. 20

ИМЕЮТСЯ В ПРОДАЖЕ

А УЧЕБНИКИ И УЧЕБНЫЕ ПОСОБИЯ ДЛЯ ВУЗОВ

Блох И М **Дипольное электропрофилирование.** (Руководство при геологическом картировании, поисках и разведке полезных ископаемых с приложением альбома палеток) 1957 г Цена 20 р 85 к

Давиташвили Л Ш **Краткий курс палеонтологии** (изд 2) 1958 г Цена 15 р 85 к

Доброхотова Е С **Практическое руководство к освоению метода Федорова в петрографии** (изд 2), 1958 г Цена 2 р 55 к

Каменский Г Н и др **Гидрогеология месторождений полезных ископаемых.** 1953 г Цена 9 р 40 к

Карандеев К Б и Мизюк Л Я **Электроинäая измерительная аппаратура для геофизической разведки методами постоянного тока.** 1958 г Цена 11 р

Красников В И **Геохимические поиски рудных месторождений в СССР** (Труды Первого Всесоюзного совещания по геофизическим методам поисков рудных месторождений, состоявшегося в Москве 20—24 марта 1956 г) 1957 г. Цена 23 р 20 к

Криштофович А Н **Палеоботаника** (изд 4) 1957 г Цена 20 р 50 к.

Наковник Н И **Иммерсионный метод в применеиии к петрографическим шлифам** (изд 3) 1957 г Цена 95 к

Приклонский В А **Грунтоведение,** ч II 1952 г Цена 9 р 85 к

Сонгина О А **Амперметрическое титрование (полярометрическое) в анализе минерального сырья.** (Методическое руководство) 1958 г Цена 8 р 90 к

Токарев А Н, Щербаков А В **Радиогидрогеология.** 1956 г Цена 13 р 40 к

Флинт Е Е **Практическое руководство по геометрической кристаллографии** (изд 3) 1956 г Цена 5 р 35 к

Четвериков С Л **Руководство к петрохимическим пересчетам химических анализов горных пород и определение их химических типов.** 1956 г Цена 8 р 15 к

Чаповский Е Г **Лабораторные работы по грунтоведению и механике грунтов.** 1958 г Цена 7 р 30 к

Турчук А А и др **Буровой агрегат ЗИФ-1200А.** (Руководство по уходу и эксплуатации) 1958 г Цена 4 р 20 к

Шамшев Ф А **Разведочное буреиие** 1959 г Цена 11 р 45 к

Швецов И С **Петрография осадочных пород** (изд 3) Цена 13 р 55 к

Якжин А А **Поиски и разведка полезных ископаемых.** 1959 г Цена 4 р. 10 к

Б. УЧЕБНИКИ И УЧЕБНЫЕ ПОСОБИЯ ДЛЯ ТЕХНИКУМОВ

Абельский М Е и др **Курс гравиразведки.** 1954 Цена 9 р 45 к

Богомолов Г В и Силин-Бекчурин А И **Специальная гидрогеология.** 1958 г Цена 6 р 25 к

Миловский А В **Минералогия и петрография.** 1958 г Цена 8 р 70 к

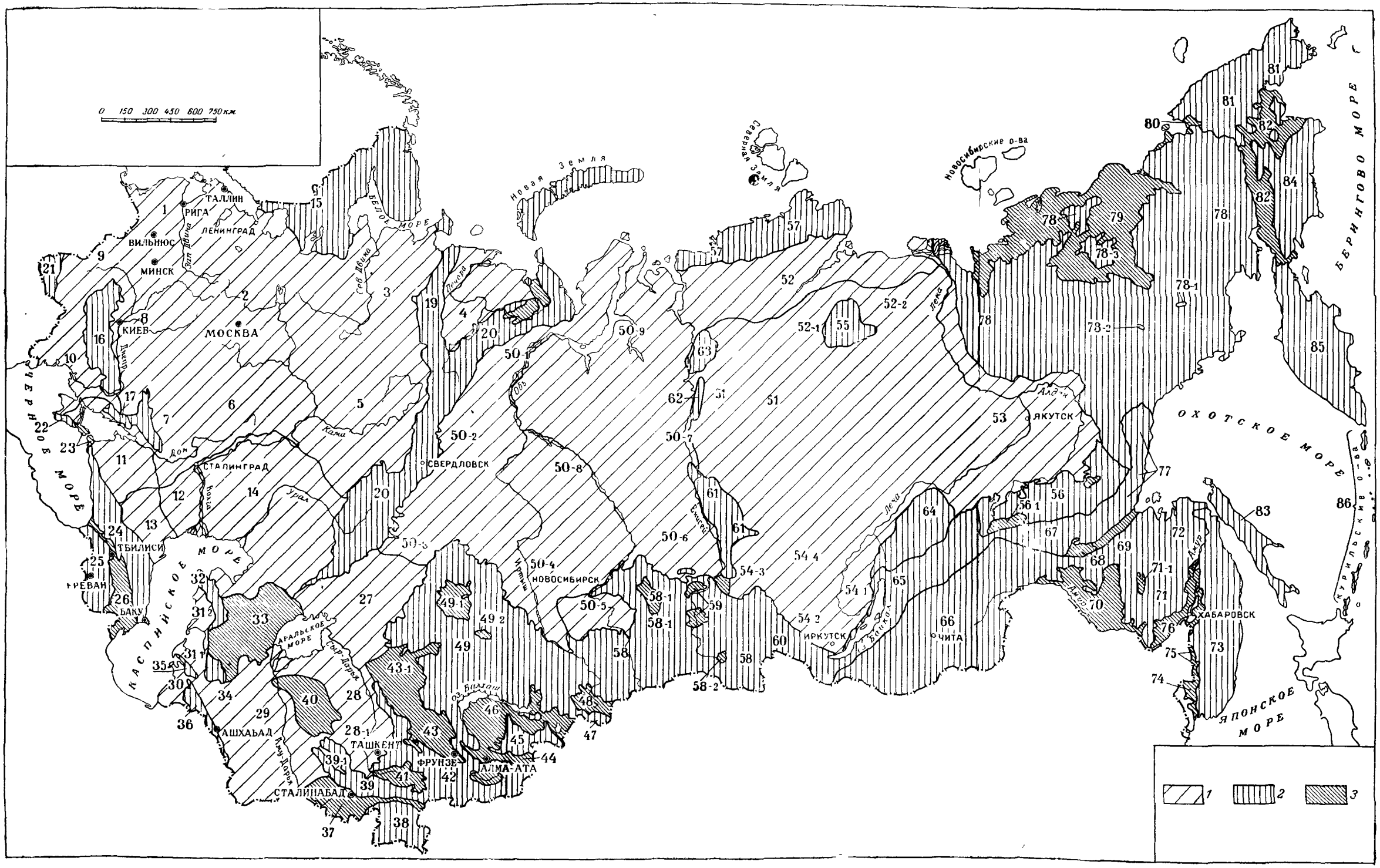
Учебники и учебные пособия высылаются наложенным платежом без задатка

Адрес для заказов: гор. Москва, К-305, ул. Разина, 22.

Торгово-сбытовая база Госгеолтехиздата

Опечатки

Стр	Строка	Напечатано	Следует читать
172	18 сверху	2 Палеозойская складчатая область—Уральская	2 Палеозойские складчатые области—Донецкая, Уральская
361	15 сверху	водоснабжения	водоносности



Карта гидрогеологического районирования территории СССР

Составили Г. Н. Каменский, Н. И. Толстихин, М. М. Толстихина

Европейская часть СССР, Урал и Кавказ

Артезианские бассейны: *1*—Прибалтийский бассейн, артезианские бассейны центра, востока и севера Русской платформы (Русский артезианский сложный бассейн): *2*—Московский; *3*—Северо-Двинский; *4*—Печерская группа артезианских бассейнов (Печерский, Усинский, Каротайский); *5*—Волго-Каспийский бассейн; *6*—Сурско-Хоперский, Днепровско-Донецкий сложный бассейн: *7*—Донецко-Донской; *8*—Днепровский; *9*—Львовский бассейн; *10*—Причерноморский бассейн; *11*—Приазовский бассейн, в том числе: *12*—Ергенинский гидрогеологический район; *13*—Терско-Кумский бассейн; *14*—Прикаспийский бассейн.

Складчатые области и гидрогеологические массивы: *15*—Балтийский массив; Украинская складчатая область: *16*—Подольская складчатая область; *17*—Азовский массив; *18*—Донецкая складчатая область; *19*—Тиманская складчатая область; *20*—Уральская складчатая область; *21*—Карпатская складчатая область; Крымско-Кавказская сложная складчатая область: *22*—Крымская складчатая область; *23*—Керченско-Таманская система малых артезианских бассейнов; *24*—складчатая область Большого Кавказа (Большекавказская); *25*—складчатая область массивов Малого Кавказа (Малокавказская); *26*—Рионо-Куринская система малых артезианских бассейнов

Средняя Азия и Восточный Казахстан

Артезианские бассейны

Группа приаральских артезианских бассейнов: *27*—Тургайский; *28*—Сыр-Дарьинский (в том числе 28_1—Приташкентский артезианский бассейн второго порядка); *29*—Аму-Дарьинский (Каракумский); *30*—Закаспийский (Западно-Туркменский); *31*—Красноводско-Мангышлакский, в том числе бассейны второго порядка: 31_1—Красноводский, 31_2—Мангышлакский

Складчатые области и гидрогеологические массивы: *32*—Мангышлакская складчатая область; *33*—Устюртская система малых артезианских бассейнов; *34*—Туаркырская складчатая область; *35*—Балханская складчатая область; *36*—Копет-Дагская складчатая область (36_1—гидрогеологический район горы Малый Балхан); *37*—Южно-Таджикская система малых артезианских бассейнов; *38*—Памирский массив; *39*—Алайский массив (в том числе 39_1—Зеравшанский межгорный артезианский бассейн); *40*—Кызылкумская система малых артезианских бассейнов и мульд с выступами палеозойского фундамента на поверхность; *41*—Ферганский артезианский бассейн; *42*—Тянь-Шаньский массив; *43*—Чуйский артезианский бассейн (43_1—Сарысуйский артезианский бассейн); *44*—Илийский артезианский бассейн; *45*—Джунгарский гидрогеологический массив; *46*—Алакуль-Балхашский артезианский бассейн; *47*—Тарбагатайская складчатая область; *48*—Зайсанский артезианский бассейн; *49*—Северо-Казахстанская складчатая область (49_1—Акмолинский Тенгиз-Кургальджинский артезианский бассейн; 49_2—Карагандинский артезианский бассейн)

Сибирь и Дальний Восток

Артезианские бассейны

Западно-Сибирский артезианский бассейн: 50_1—северо-западное крыло; 50_2—западное крыло, 50_3—юго-западная часть—Тобольский артезианский бассейн; 50_4—Иртышский артезианский бассейн; 50_5—Кулундино-Барнаульский артезианский бассейн; 50_6—Чулымский артезианский бассейн; 50_7—восточное (енисейское) крыло; 50_8—Обский артезианский бассейн—центральная часть Западно-Сибирского артезианского бассейна; 50_9—Прикарский артезианский бассейн.