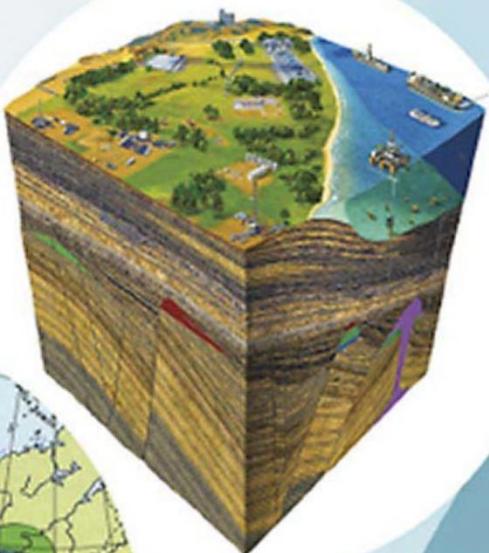


А. О. СЕРЕБРЯКОВ

ГИДРОГЕОЛОГИЯ РОССИИ



А. О. Серебряков

ГИДРОГЕОЛОГИЯ РОССИИ

Монография

Москва Вологда
«Инфра-Инженерия»
2022

УДК 556.3

ББК 26.35

C32

Рецензенты:

доктор геолого-минералогических наук, профессор,

главный специалист НИИ «ЛУКОЙЛ-Инжиниринг», академик МАМР,

член-корреспондент РАН (г. Москва) *Бочкарев А. В.*;

доктор геолого-минералогических наук, профессор,

главный научный сотрудник НВНИИГГ, действительный член АГН, заслуженный геолог

России (Саратовский государственный университет, г. Саратов) *Навроцкий О. К.*

Серебряков, А. О.

C32 Гидрогеология России : монография / А. О. Серебряков. – Москва ;

Вологда : Инфра-Инженерия, 2022. – 204 с. : ил., табл.

ISBN 978-5-9729-0981-0

Изложены научные основы гидрогеологии России и гидрогеологических бассейнов регионов. Даны гидрогеологическая технология многоуровневого моделирования разведки, эксплуатации и добычи подземных вод на различных стадиях гидрогеологических, геофизических, геохимических и экологических исследований. Рассмотрены внутренние и внешние параметры природных гидрогеологических объектов как единое комплексное сочетание составных частей баланса подземных естественных гидрогеологических систем. Обоснованы цели и задачи экологического многомерного моделирования гидрогеологических бассейнов.

Для специалистов ТЭК в области поисков, разведки и добычи природного сырья. Может быть полезно аспирантам и преподавателям вузов.

УДК 556.3

ББК 26.35

ISBN 978-5-9729-0981-0

© Серебряков А. О., 2022

© Издательство «Инфра-Инженерия», 2022

© Оформление. Издательство «Инфра-Инженерия», 2022

Введение

Актуальность работы обусловлена тем, что начало XXI века характеризуется проявлением качественно новых задач перед человечеством, называемых глобальными проблемами, обусловленных ускорением индустриализации общества и развитием острого дефицита природного сырья, а также быстро растущей масштабностью экологических явлений. Учитывая это, науки России претерпевают постоянное совершенствование в подготовке дополнительных источников природного сырья подземной гидросистемы, вследствие чего теоретические знания трансформируются для развития универсальных компетенций и профессиональных знаний и умений в области гидрогеологии. Работа позволяет дополнить методическую базу для успешной работы специалистов в области гидрогеологии, геологии полезных ископаемых, инженерной геологии, геохимии и других составных частей науки о Земле в секторах инновационной и реальной экономики. Работа соответствует развитию и освоению знаний при поддержке Агентства стратегических инициатив и целям Федерального проекта «Кадры для цифровой экономики», разрабатываемым для гидрогеологии России.

Цель работы состоит в расширении теоретических основ гидрогеологии как отрасли «Науки о Земле», способствовать развитию индивидуальных компетенций к самостоятельной работе по поискам, разведке и добыче подземных вод на гидрогеологических промыслах и скважинах.

Научная новизна работы подтверждается тем, что изложенные технологии моделирования природных гидрогеологических систем являются высокоэффективными методами увеличения экономического потенциала промышленности и осуществлять прямые поиски и освоение перспективных гидрогеологических бассейнов и водоносных систем. Новизна многомерного моделирования гидрогеологических систем заключается в том, что водоносные объекты подземных вод содержат важнейшие природные полезные ископаемые, которые необходимо использовать человечеством в качестве дефицита сырья и энергоносителей для жизнеобеспечения и прогнозирования направлений и объемов функционирования мировой экономики.

Обоснованные в работе технологии моделирования гидрогеологических бассейнов России позволяют оценивать и оперативно учитывать существующие до настоящего времени экономические и экологические неопределенности поисков, разведки, извлечения и добычи подземных вод, а также инжекцию в них технических и технологических неперерабатываемых отходов деятельности человечества. Постоянное совершенствование знаний о вечно мигрирующих подземных системах гидрогеологических бассейнов затрудняет

планирование технических и инвестиционных затрат в освоение подземных вод. Гидрогеологическое моделирование выполняет функции интеграции разобщенных горно-геологических, геодинамических, геохимических знаний, необходимых для активного вовлечения подземной гидросфера в промышленное развитие. Сложности гидрогеологического моделирования обусловлены тем, что постоянно изменяющиеся и мигрирующие подземные воды представлены сочетаниями сложных систем гидродинамики и гидрохимии, состава и свойств водовмещающих (материнских) пород на больших глубинах, недопустимых для визуального и органолептического контроля. Гидрогеологическое моделирование исследует взаимодействие внешних факторов бассейновых систем (глубины, давление пород, геотермия, тектогенез и др.) и внутренних факторов (гидродинамика, гидрохимия, литосфера, геологическая структура объектов) на стыке естественных наук и техногенных систем.

Задачи работы заключаются в совершенствовании знаний о природных водах в недрах России, их свойствах и важности для жизнеобеспечения человечества, ресурсах подземных вод, технологиях их разведки и добычи, обосновании прогноза направлений и масштабов освоения гидрогеологического сырья. Задачами «Гидрогеологии России» являются:

1. Обоснование научно-теоретического и практического значения природных гидрогеологических водоносных систем подземных вод.
2. Изучение и освоение основных положений и фундаментальных понятий моделирования природных гидрогеологических систем.
3. Выделение генетических этапов формирования подземных вод, их гидродинамики и гидрохимии.
4. Выявление диалектической взаимосвязи внутренних и внешних геологических, литологических и тектонических факторов подземной среды как частей единой гидрогеологической системы.
5. Определение задач гидрогеологического моделирования при планировании и анализе экономической эффективности инвестирования на развитие масштабов и направлений освоения гидросырья подземных вод.

Изучение «Гидрогеологии России» позволяет формировать у специалистов следующие компетенции:

- а) общеобразовательные: способности к гидрогеологической и экологической самоорганизации и гидрогеологическому самообразованию;
- б) общепрофессиональные: владение знаниями о современном гидрогеологическом строении природных систем гидрогеологических бассейнов России на основе основных положений природных законов и методов естественных наук;

в) производственные: умение применять на практике и в промышленности гидрогеологические и экологические профессиональные знания и навыки моделирования гидрогеологических, сейсмических, литологических, геохимических, гидрогеологических работ при решении производственных и научных задач при добыче и переработке природного сырья подземных вод.

Для внедрения практических и теоретических задач, изложенных в работе для освоения природных гидрогеологических систем, специалисты должны:

1) *Знать:*

- принципы и знания процессов гидрогеологической и экологической самоорганизации и гидрогеологического самообразования для повышения квалификации;
- основы гидрогеологии и экологии природных гидрогеологических систем;
- технологии анализа промысловых гидрогеологических материалов на основе моделирования естественных систем, а также основных положений базовых законов науки;
- навыки практического применения профессиональных гидрогеологических и экологических знаний при решении производственных и научных задач;
- методы внедрения в промышленности технологий гидрогеологических, литологических, геохимических моделей при решении производственных и научных задач.

2) *Уметь:*

- обобщать, анализировать и моделировать промысловые материалы о современном гидрогеологическом и экологическом строении гидрогеологических природных систем на основе знаний базовых законов естественных наук;
- изучать научную и промысловую цифровую информацию о состоянии разведки, разработки и эксплуатации подземных вод природных систем;
- самостоятельно применять на практике базовые гидрогеологические и экологические профессиональные знания при решении производственных и научных задач по освоению гидроминеральных ресурсов;
- внедрять на практике навыки гидрогеологических, геофизических, литологических, геохимических и гидрогеологических работ при эксплуатации природных водоносных систем.

3) *Владеть:*

- способностью гидрогеологической и экологической самоорганизации и гидрогеологическому самообразованию;

- умением моделирования гидрогеологической разведки и промысловых исследований на основе знаний основных положений естественных наук;
- основными знаниями гидрогеологических и естественных наук;
- способностью внедрять в промышленности профессиональные технологии моделирования для решения производственных и научных задач гидрогеологии;
- применять в промысловой практике экологическое, геологическое, литологическое, геохимическое и гидрогеологическое моделирование при выполнении производственных и научных задач.

Производственное значение изучения «Гидрогеологии России» состоит в умении разрабатывать и внедрять рекомендации для формирования экономически обоснованных стратегических направлений и масштабов освоения природных подземных гидрогеологических систем технологиями научного моделирования перспективного длительного планирования инвестиций в разведку и добычу природного сырья гидрогеологических систем с учетом рыночной макроэкономической конъюнктуры, качественных и количественных показателей внутреннего и мирового рынка.

Методами гидрогеологического изучения природных водоносных подземных систем являются научные исследования, анализ и интерпретация материалов поисков и освоения новых перспективных гидрогеологических объектов и площадей, сочетания водоносных пород и слоев, состава и свойств добываемого продуктивного сырья. Для выполнения гидрогеологического моделирования применяются аналоговые картографические и сравнительно-аналитического материалы, используются программные пакеты Starts Surfer, Landmark: Open Works, Geographic, Roxor и другие.

Работа предназначена аспирантам, магистрантам и студентам направлений «Науки о Земле», «Гидрогеология», «Общая и региональная геология», «Гидрохимия», «Экология» и др., специалистам ТЭК в области разведки и эксплуатации подземных вод, для обоснования направлений и объемов инвестиций, проектирования гидрогеологических объектов, оценки экономической и экологической эффективности освоения природного сырья.

ГЛАВА 1. ИСТОРИЧЕСКАЯ ГИДРОГЕОЛОГИЯ

Экономическая и культурная деятельность, а также жизнеобеспечение современного общества тесно связана с использованием природных вод, поэтому глобальное и оперативное знания состояния водных ресурсов и прогнозное предвидение изменений в их режиме являются первостепенной необходимостью.

Население земного шара к 2100 г. должно достигнуть, по прогнозам демографов, примерно 20 миллиардов человек. Вопрос, хватит ли воды в будущем для удовлетворения потребностей быстро растущего населения и хозяйства, принадлежит к числу наиболее злободневных. Отдельные специалисты высказывают мнение, что в ближайшие 20–30 лет традиционные источники водных ресурсов – речные воды – будут исчерпаны и что в связи с этим нужно искать другие, отличные от имеющихся в настоящее время путей обеспечения потребностей в воде. С ростом численности населения и городов, развитием различных отраслей промышленности, увеличением расхода воды на производство продуктов проблемы обеспечения водой населения с каждым годом усложняются.

Рациональное использование и охрана природных вод предполагает внедрение методов научно обоснованного управления природными ресурсами, в основе которого лежит глубокое знание законов природы. Философы подчеркивают: «... пока мы не знаем закона природы, он, существуя и действуя помимо, вне нашего познания, делает нас рабами «слепой необходимости».

1.1. Гидрогеология как наука и промышленность

Гидрогеология (гр. hydro – вода, geo – земля, logos – слово, учение) – это научно-техническое направление (отрасль) Науки о Земле, изучающее генезис (гр. genos – рождение), т. е. происхождение, миграцию (лат. migration – переселение), т. е. движение, а также физико-химические свойства подземных вод, закономерности формирования (лат. forma – вид, очертание, строение) и условия распространения подземных вод в осадочных породах земной коры, которые связаны с литосферой, геоморфологией, гидрологией и геологической историей развития Земли.

Подземные воды формируются и накапливаются в порах пород, которые называются водоносными коллекторами (лат. collectivus – собирательный). Все онтогенные (лат. ontos – сущее) процессы от зарождения до формирования объектов протекают в водной среде, т. к. подземные воды находятся в непрерывном движении и изменении.

В зависимости от применения и решения практических и теоретических задач, выделяются следующие разделы гидрогеологии:

- а. Теоретическая, разрабатывающая законы происхождения и формирования подземных вод.
- б. Историческая, освещая становление и развитие гидрогеологии.
- в. Общая, изучающая общие условия залегания, миграции и состава подземных вод.
- г. Поисково-разведочная, осуществляющая поиски и разведку подземных вод.
- д. Гидротермальная, изучающая возможности использования теплоты подземных вод.
- е. Энергетическая занимается обоснованием и разработкой технологии применения динамической энергии подземных вод для получения энергии.
- ж. Инженерная, изучающая гидрогеологические условия при строительстве промышленных и бытовых объектов.
- з. Мелиоративная, исследующая влияние и использование подземных вод при мелиорации и в сельском хозяйстве.
- и. Промышленная, обосновывающая извлечение и добывчу полезных компонентов из подземных вод.
- к. Горная, исследующая влияние подземных вод при строительстве и эксплуатации подземных объектов (шахты, рудники, карьеры и др.).
- л. Нефтегазовая, изучающая гидрогеологические условия эксплуатации месторождений и добывче нефти и газа, обводнения залежей и скважин.
- м. Экологическая, занимающаяся проблемами экологической охраны и рационального использования подземных вод.

1.2. Историческая гидрогеология

Роль воды в жизни человеческого общества и природы велика. Вода – минерал, обладающий удивительными свойствами. Без воды наша Земля имела бы другой облик. Без воды невозможно развитие органического мира: растений, животных и человека.

Характерные для древних мыслителей представления о роли и значении воды имеют свое значение и в наше время.

Вода по представлению древних вавилонян, египтян, индусов и персов считалась началом всех начал, первоисточником всего существующего. Древнегреческий философ Аристотель рассматривал воду как составную часть природы (учение о четырех элементах: огне, воздухе, воде и земле).

Изучение физических свойств воды началось в XVII в. В 1612 г. Галилей доказал, что способность тела плавать зависит не от формы (как считали учёные Древней Греции), а от его плотности и что поэтому лед, всегда плавающий в воде, должен иметь меньшую плотность, чем вода.

Французский физик Делюк установил в 1772 г., что плотность воды наибольшая при температуре +4 °С. При создании в конце XVIII в. метрической системы мер и весов это свойство было использовано для определения грамма и килограмма.

О том, что вода представляет собой по химическому составу соединение водорода с кислородом, первым (в 1783 г.) объявил французский учёный Лавуазье.

В 1860 г. наш великий соотечественник Д. И. Менделеев впервые указал на критическую температуру, т. е. температуру, выше которой пар не может быть превращен в жидкость ни при каком давлении. Спустя год Менделеев исследовал расширение воды при нагревании (от 0 до 175 °С), а впоследствии дал формулы зависимости плотности воды от температуры. Советский учёный М. П. Вукович составил таблицы термодинамических свойств воды и водяного пара до 700 °С и давления 300 атм.

Большинство исследователей считают, что средой для возникновения жизни на Земле послужили теплые моря, в которых возникали сначала сложные органические соединения, из которых при определенных условиях в дальнейшем образовалась органическая материя.

Общее количество воды в гидросфере составляет около 1,4–1,5 млрд км³. Основное количество воды содержится в Мировом океане, на воды суши приходится около 90 млн км³. Огромные массы пресной воды на земной поверхности, оцениваемые в 24 млн км³, сосредоточены в ледниках, в озерах – 230 тыс. км³, в атмосфере – около 14 тыс. км³ в виде пара.

Многообразна роль воды в природе. Содержащийся в воздухе водяной пар (наряду с углекислым газом) играет определяющую роль в тепловом балансе земной поверхности, так как он, пропуская большую часть солнечных лучей, в значительной степени задерживает тепловое излучение планеты в мировое пространство.

Вода, обладающая большой теплоемкостью, определяет роль океанов в климатическом отношении. Океаны и моря, накопив запас тепла летом, согревают этим теплом атмосферу зимой. Из тропических широт океанические течения несут тепло в северные моря, смягчая и выравнивая климат планеты. Так, например, мягкость климата Западной Европы обусловливается гигантским тепловым потоком (Гольфстримом), вытекающим из Мексиканского залива, пересекающим Атлантический океан и омывающим берега Англии и Норвегии.

Океан наряду с ветром выступает в роли регулятора состава воздуха, растворяя газы атмосферы; течения же переносят их на большие расстояния. Три четверти земной поверхности занимают открытые океаны и моря.

Вода на протяжении геологической истории Земли формирует поверхность нашей планеты. Там, где холод и жара не могут разрушить горные хребты, состоящие из гигантских каменных блоков, эту работу совершают вода. Превращаясь в лед, она способна рвать и крошить вековые утесы. Вода, заключенная в трещинах, развивает давление до 2400 атм, против которого не могут устоять ни гранит, ни базальт.

Вода медленно растворяет минералы, из которых состоят горные породы. Растворенные вещества и оторванные частицы горных пород переносятся ею и откладываются в долинах и морях.

Реки ежегодно сбрасывают в океан 320 млн тонн кальция, 560 млн тонн кремния и других элементов. Например, только Миссисипи за сутки выносит в океан до 2 млн тонн взвешенных частиц.

Вода, испаряясь с поверхности океанов, озер, рек и суши, конденсируется в атмосфере и выпадает в виде дождя, снега и града. Этот круговорот воды связывает воедино океаны, воды суши, подземные воды и почвенную влагу.

В твердом виде все вещества имеют удельный вес больший, чем в жидким. Этому правилу на Земле не подчиняется только вода. При охлаждении воды до 0 °С она превращается в лед, который легче воды и поэтому плавает на ее поверхности. Если бы не это замечательное свойство воды, жизнь в водоемах была бы невозможна.

Вода является постоянным участником биохимических процессов, происходящих в живых организмах. В водной среде протекает большинство химических реакций, связанных с обменом веществ в организме. Благодаря этому свойству вода стала «носителем жизни».

Вода является единственным материалом, который практически очень трудно заменить. Природные источники тепла – уголь, нефть и газ – взаимозаменяемы. Тепло теперь дает атомная энергия. В настоящее время повсюду применяются синтетические изделия. Продукты питания уже получают искусственным путем. Однако потребность живого организма в воде может удовлетворить только вода. Вода является одним из основных элементов природы, без которых невозможно развитие органического мира – растений, животных человека.

Вода составляет от 80 до 90 % массы всех растений, около 75 % – животных. В составе человеческого тела около 65 % воды. Это значит, что во взрослом человеке, который в среднем весит 70 кг, примерно 45 кг приходится на воду. Особенно богаты ею ткани молодого организма: например, тело ново-

рожденного ребенка на 70 % состоит из воды. Вода входит в состав всех органов и тканей человека; даже такая плотная ткань, как кость, содержит около 20 % воды. Вода служит постоянным участником интенсивных биохимических процессов, происходящих в мышечной ткани.

Из всех жидкостей вода – наилучший растворитель, в ней растворяются почти все вещества, кроме жиров, некоторых углеводов и немногих других соединений. Благодаря этому замечательному свойству вода стала «носителем жизни»: в водной среде протекает большинство химических реакций, связанных с обменом веществ в организме. Только в жидкой водной среде совершаются процессы пищеварения и усвоения пищи в желудочно-кишечном тракте, идет синтез живого вещества в клетках организма. Поэтому многие ученые считают, что человеческая жизнь в известном смысле представляет собой «борьбу за воду».

Человек чрезвычайно остро реагирует на нарушение водного баланса. При утрате влаги в размере 6–8 % веса тела он впадает в полуобморочное состояние. При потере организмом более 12 % влаги наступает смерть.

Лишиться воды для живого организма опасней, чем лишиться пищи: без еды человек может прожить больше месяца, без воды – не более нескольких дней. Физиологическая потребность составляет в среднем 2,5 л воды в сутки, но она может изменяться в зависимости от условий внешней среды, уровня обменных процессов, характера мышечной работы и т. п. Так, при средней физической работе потребность в воде может повышаться до 4 л в сутки и более, при высокой наружной температуре воздуха – до 3,5 л и т. д.

Для осуществления сложнейшей «технологии» создания живой материи, покрытия энергетических затрат на поддержание жизни, организму необходима вода. Обмен веществ включает в себя как непременный, органически входящий в него процесс – водный обмен.

Во всех индустриально развитых странах промышленность потребляет воды в несколько раз больше, чем ее расходуется на хозяйствственно-питьевые нужды.

Значение природной воды для жизнедеятельности человека отмечалось еще в глубокой древности. Великий греческий мыслитель и врач Гиппократ рекомендовал для предохранения от заражения употреблять кипяченую или ароматическую воду. С тех пор на протяжении многих веков наука не теряла из виду «загрязненную» воду, помня о ее «вине» в эпидемических вспышках.

Некоторые отрасли промышленности потребляют особенно большое количество воды (табл. 1.1), что оказывает отрицательное влияние на объемы и качество природных вод.

Таблица 1.1

**Потребление воды отраслями промышленности США
(в процентах от общего потребления)**

Черная и цветная металлургия	31
Химическая	24
Целлюлозно-бумажная	14
Нефте- и углеперерабатывающая	13

Концентрация населения в городах и развитие промышленного и сельскохозяйственного производства изменили объемы и состав вод, породили острейшую экологическую проблему современности – проблему борьбы с загрязнением подземных вод промышленными водами (стоками), для решения которой необходимы сложные организационные и технические мероприятия.

Эта проблема касается всех развитых в экономическом отношении стран. Наблюдается отравление подземных вод промышленными сточными водами. И если в таких капиталистических странах, как Норвегия, Португалия, Кипр, загрязнение водных ресурсов ещё незначительно, то в других странах, таких, как Австрия, Бельгия, ФРГ, Франция, Италия, Люксембург, Нидерланды, Испания, Швеция, Швейцария, Великобритания, Соединенные Штаты Америки, оно значительно на крупных площадях.

Соотношение объемов бытовых и промышленных сточных вод, сбрасываемых в подземные воды, представлено в таблице 1.2.

Таблица 1.2

Объем бытовых и промышленных сточных вод, млн м³

Страна	Общее количество загрязненных вод	Бытовые сточные воды	Промышленные сточные воды
Франция	140	50	90
Нидерланды	34	12	22

Развитие экономики определяется погоней за прибылью и нерациональной эксплуатацией природных водных ресурсов, это приводит к загрязнениям окружающей среды и труднопоправимыми нарушениями природного равновесия, и необратимыми – в подземной гидросфере.

Промышленные корпорации, не обеспечивая проведение необходимых водоохраных мероприятий, подвергают серьезной опасности не только растительный и животный мир, но и жизнь в глобальном масштабе.

Промышленные стоки производственных предприятий, на которых низка технологическая дисциплина, содержат разнообразные загрязняющие вещества, представляющие опасность для подземных вод. Увеличение водопотребления в ряде стран по сведениям Европейской экономической комиссии Организации Объединенных Наций приведено в таблице 1.3.

Таблица 1.3
Модель роста водопотребления в процентах

Страна	50-е гг.	70-е гг.	90-е гг.	2010 г.	2020 г.	2025 г.
Бельгия	–	–	5,5	–	–	5
Болгария	–	–	–	9,5	6,1	5
Кипр	4,6	5,5	6,5	2,1	2,3	2
ФРГ	5,8	8,9	2,3	–	–	–
Венгрия	11,2	3,0	10,8	8,3	8,5	8
Мальта	5,1	5,6	1,1	6,2	5,7	5
Польша	–	19,3	6,9	7,6	4,3	4
Испания	2,0	2,8	2,5	3,7	–	–
Швеция	2,0	2,0	6,0	–	–	–
Соединенные Штаты Америки	3,4	2,9	2,9	2,7	2,4	2
Югославия	–	9,6	8,3	–	–	–

Сточные воды – далеко не единственный источник загрязнения подземных вод. Кроме сточных вод, на качество водных ресурсов влияют продукты эрозии почвы: хлориды, применяемые против обледенения дорог; соли, вымываемые из речных русел или выщелачиваемые из почв при орошении; сбросы вод, которыми промывают железнодорожные цистерны и нефтяные баржи, баки и резервуары на предприятиях; ливневые воды с загрязненных территорий; молевой сплав леса и т. д.

Извлечение подземных вод приводит к падению статических уровней воды. Снижение давления поровых флюидов приводит к увеличению эффективного напряжения в недрах, дальнейшему уплотнению водоносных пород

и просадке поверхности. Вертикальные смещения приводят к горизонтальным подвижкам, вызывая обширные разрушения на земной поверхности и аварии на глубине. Почти все уплотнения и сжатия недр происходят в продуктивных зонах земной среды гидрогеологических бассейнов (рис. 1.1).

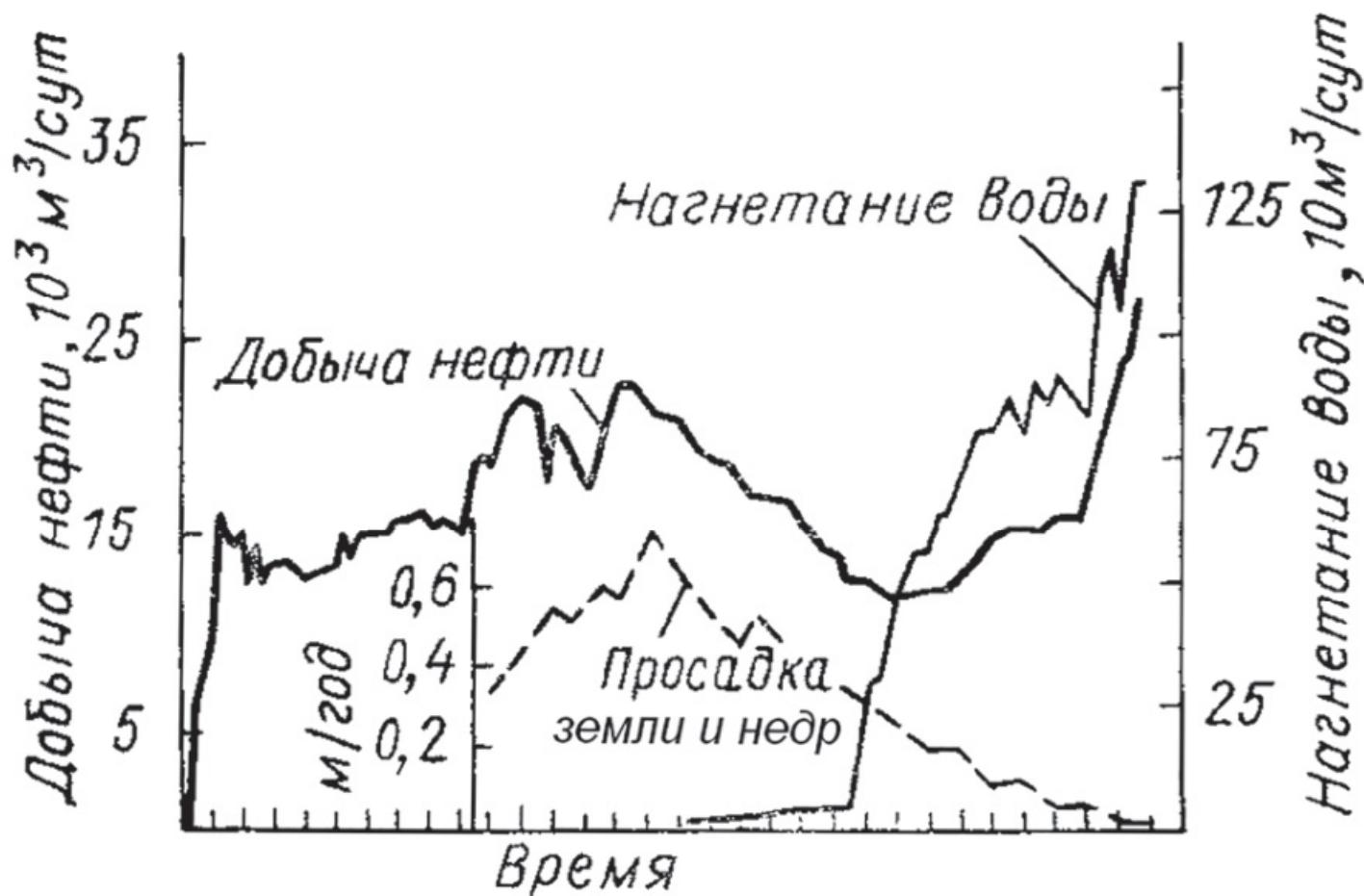


Рис. 1.1. Влияние отбора и закачки флюидов на состояние земной среды

Таким образом, нагрузки на пористые и проницаемые водоносные породы уменьшают их объем. Извлечение пластовой воды ведет к уплотнению, а инъекция жидкостей может разуплотнить осадочную породу. Деформации твердых пород характеризуются параметрами, известными как модули упругости, они определяются опытными измерениями при длительности воздействия нагрузки. Для пористых водоносных пород по мере возрастания времени пребывания под нагрузкой сжимаемость твердого скелета увеличивается, сжимаемость воды со временем не меняется.

1.3. Вода как энергетическая среда земной и глобальной системы

Подземные воды являются частью энергетической среды земной и глобальной системы. В тоже время подземные воды являются ценным природным сырьем, залежи которых формируются в породах, обладающими емкостными порами. Вода в породах консервируется, защищаясь от быстрого разрушения.

Таким образом, все процессы в подземной среде происходят при самом активном участии воды.

Вода может фиксировать все этапы формирования и перестройки тектонического плана гидрогеологических бассейнов и гидросфера в целом и соответствующего изменения динамики изучаемых территорий. Изучение гидрогеологии является важным элементом общего геологического изучения регионов Земли.

На поверхности Земли происходит непрерывный круговорот воды, проявляющийся наиболее ярко из всех видов круговорота вещества и обусловленный энергией Солнца, Луны и действием гравитационного поля Земли.

Различают малый круговорот воды (океан – испарение – осадки в океан), большой (океан и суши – испарение – осадки на суши – сток, фильтрация и сток в океан) круговорот воды, происходящие в основном на поверхности Земли, и большой гидрогеологический круговорот. В большом геологическом круговороте участвуют седиментогенные и инфильтрагенные воды, распространенные в верхней части земной коры. Круговорот здесь продолжается миллионы и сотни миллионов лет и охватывает в основном свободные подземные воды. Вода, содержащаяся в породах глубоких частей земной коры, слабо подвижна и мигрирует лишь в периоды активной тектонической перестройки коры и мантии (рис. 1.2).

Круговороты воды на Земле не являются замкнутыми процессами. Количество воды в гидросфере все время изменяется. Часть воды поглощается космосом, часть непрерывно разлагается на водород и кислород. Вода поступает в породы осадочного чехла из мантии и очагов зонной плавки, а также синтезируется на поверхности Земли. При большом гидрогеологическом круговороте крупные массы воды на длительное время консервируются (выходят из круговорота) и играют огромную роль в процессах жизнеобразования. На основании разработано понятие о гидрогеологических циклах и цикличности гидрогеологических процессов (А. Н. Семихатов, А. А. Карцев, С. Б. Вагин и др.), составивших основу палеогидрогеологии.

Круговороты воды и особенно большой гидрогеологический круговорот претерпевают в истории Земли значительные изменения, которые происходят в результате изменения соотношения площади суши и моря, превышения суши над уровнем океана, состава и плотности атмосферы, количества пыли в атмосфере, количества солнечного тепла, достигающего земной поверхности. Огромное влияние на круговорот воды оказывает плотность и состав растительности не только Земли, но и в океанах.

Большой гидрогеологический круговорот на ранних стадиях формирования земной коры из-за ее нестабильности и небольшой мощности был существенно иным. В этот период происходили наиболее активная дегазация мантии и рост объема воды в Мировом океане. По мере роста площади континентов и мощности накапливаемых осадков увеличивалось время, необходимое для осуществления большого гидрогеологического круговорота, и затруднялась полная замена вод одного происхождения водами другого генезиса. Не все воды Земли участвуют в малых, больших и гидрогеологических круговоротах. Воды мантии, постепенно проникающие мигрирующие к поверхности, в периоды активизации тектонических движений играют большую роль лишь в необратимых процессах изменения Земли, в ее необратимом циклическом развитии.

Наряду с круговоротом воды на Земле происходит непрерывный круговорот углерода, возникший более 2 млрд лет назад и усилившийся за счет развития жизни. Круговорот органического вещества принято называть биотическим круговоротом (по М. М. Камшилову и др.). Начинается он с ассимиляции зелеными растениями и микрофлорой углекислого газа из атмосферы и гидросферы. Часть биомассы, образующейся микроскопическими водорослями и растениями, поглощается разнообразными животными. Разложение отмерших организмов растительного и животного происхождения возвращает углекислый газ в атмосферу и гидросферу. В круговорот жизни вовлекается огромное разнообразие химических элементов из абиотического круговорота веществ (круговорота воды, газов атмосферы и др.).

В естественных науках о Земле представление о круговороте воды в природе сводится к понятию общего гидрогеологического круговорота, предопределенного суммой физических и химических движений энергии. Это отражает все многообразие движения воды и согласуется со сложным круговоротом веществ и энергии на Земле.

Круговорот воды в природе представляет собой сложную природную форму, в которой взаимодействуют различные формы движения – физические, механические, химические и биологические. Полный трансформационно-миграционный цикл воды в геологическом круговороте создается в основном энергетической формой движения. В нем ежегодно энергетическими силами перемещаются массы воды, достигающие десятых долей процента вод Мирового океана. В немногие сотни лет через живые вещества проходят массы воды, превышающие вес Мирового океана.

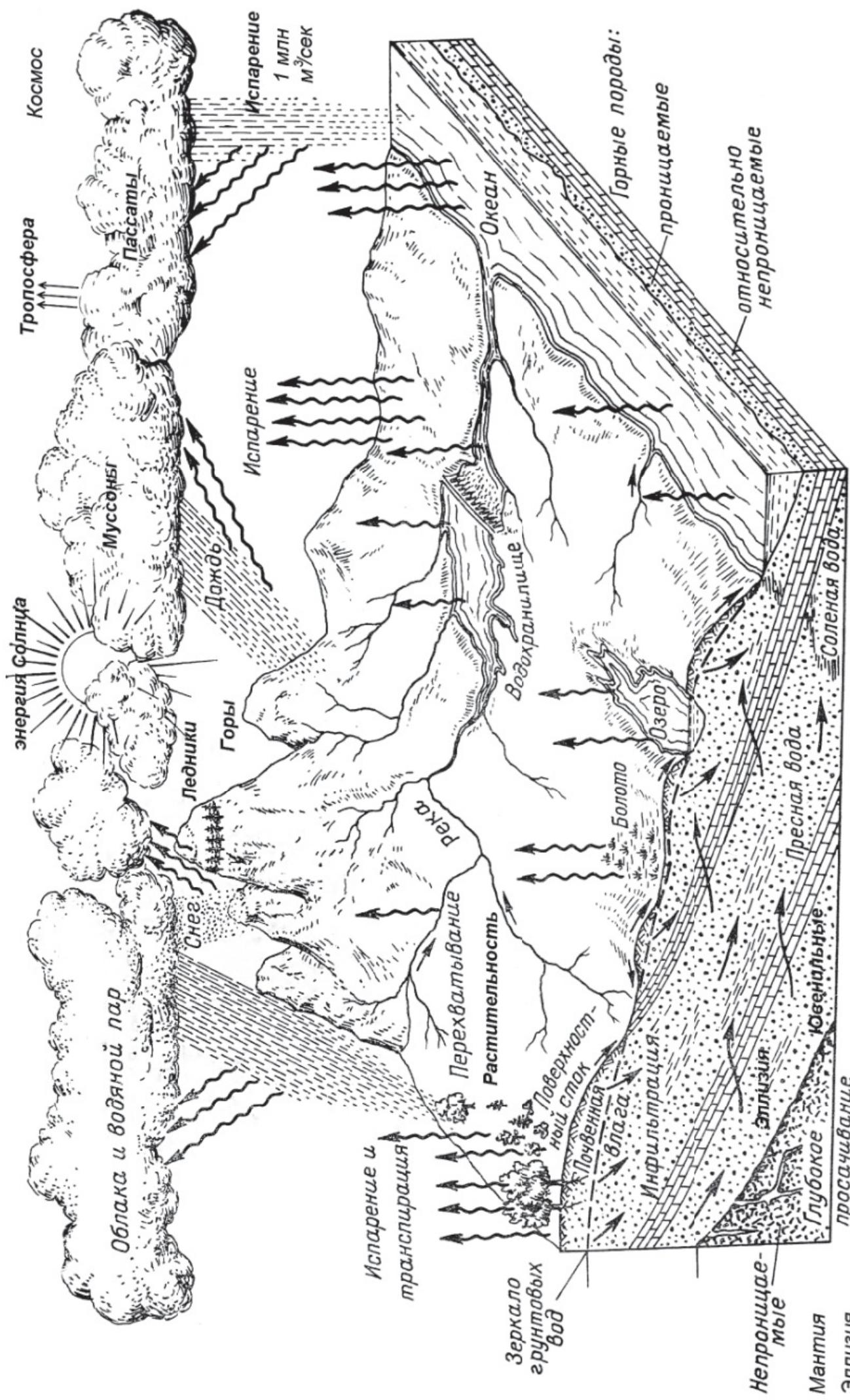


Рис. 1.2. Большой гидрологический круговорот природных вод на Земле

Химический состав воды Мирового океана отражает состав живого вещества суши. Но внутренняя вода значительной группы морских организмов (костистые рыбы, пресмыкающиеся, млекопитающие) и водные соки растений, даже и сейчас живущих в океане, совершенно отличны от химического состава его вод. Указанные парадоксальные явления происходят по своим особым законам геохимических гидромиграций, на что впервые обратил внимание В. И. Вернадский: «В течение всего или почти всего геологического времени мы всегда наблюдаем одновременно и воду и живое вещество и всегда видим их неизменную тесную связь и взаимное огромное влияние. Механизм этого влияния совершенно иной для жизни в океане и для жизни на суше, в этом проявляется основная черта земной коры – диссиметрия ее строения» (В. И. Вернадский и др.).

Масштабы гидрогеологического круговорота на Земле в перспективе будут возрастать. Это обусловлено увеличением биопродукции земледелия, развитием промышленности, заметным увеличением добычи воды, нефти и каустобиолитов и других важных компонентов общего круговорота вещества и энергии на Земле.

Таким образом, круговорот воды представляет собой особый и вечный самостоятельный энергетический процесс. Вода участвует в большом гидрогеологическом круговороте веществ на Земле, в котором геологическая деятельность воды является основным фактором. Благодаря тому, что вода главный компонент организмов, направленность круговорота воды на Земле резко изменилась с момента зарождения жизни. Зарождение органики явилось основной причиной изменения круговорота воды на Земле и создало условия для накопления в недрах биогенных каустобиолитов, который мигрируют в пористый или трещиноватый коллектор, заполненный водой. Способы первичной миграции могут быть различными – выжимание в результате уплотнения пород, механическое проталкивание воды, диффузия и эфузия, миграция в периоды образования трещин, вынос в однофазном состоянии, вынос в растворе с седиментационной водой и др. Миграция приводит к тому, что пластовые воды могут накапливать в осадочных породах солевые комплексы и рассеянное органическое вещество в значительных количествах.

Вода является главным транспортером рассеянного органического вещества из глинистых материнских пород в пористые коллекторы. Впервые о возможности миграции солей в растворенном состоянии в воде высказался Г. Адамс в 1903 г. В 1926 г. П. Наттинг определил растворимость нефти в воде, которая оказалась равной 0,02 %. По данным В. М. Фокеева и др., растворимость нефти в воде (фракция, кипящая при 85–120 °C) равна 45 мг/л и мало зависит от температуры и давления. Растворимость легкой фракции туймазинской

нефти равна 30 мг/л, а тяжелой – 16 мг/л. По материалам А. И. Леворсена и др., растворимость нефти в воде при нормальных условиях составляет 0,014 %, а при повышении давления резко возрастает. Он считает, что «наиболее общий случай первичной миграции – это увлечение нефти и газа водой, выжимающейся из глин в процессе их диагенеза». При снижении давления нефть выпадает из водяного раствора.

У. Л. Рассел считает возможным образование залежей нефти за счет ее выделения из воды. Так как молекулы нефти и газа в растворе легче молекул воды, то они будут стремиться двигаться вверх, в верхние части коллектора, и что углеводороды растворяются в нижних частях и выделяются из раствора в верхних. Он также указывал, что углеводороды нефти могут переходить из материнских пород в пористые коллекторы в водном растворе, а затем выделяться при снижении давления и температуры.

1.4. Характеристика гидрогеологических процессов и систем

В настоящее время существует необходимость обоснования современных понятий и разъяснений гидрогеологических терминов водоносных систем и некоторых терминов сопредельных наук, применяемых в гидрогеологии. В терминах и словах латинского, французского и греческого происхождения, если основа их по именительному падежу этимона не точна или не ясна, ниже приводятся гидрогеологические разъяснения иностранных понятийную терминов, выявляющих чистую основу русского языка. Иностранные слова (этимоны в скобках) даны в латинской транскрипции по фонетическому принципу. Разъяснения приводятся по порядку их применения в тексте работы.

Бассейны (фр. *basin* – водоем) гидрогеологические представляют собой замкнутые внутриматериковые или внутриморские области залегания осадочных пород, содержащих подземные воды. Бассейны подразделяются на типы:

- а. Большие бассейны пологое строения, возникшие при окаймлении низменных рельефных местностей граничными горами.
- б. Корытообразные углубленные в горах (межгорные), характеризующиеся крупными склонами и значительными мощностями (глубинами) осадочных пород.
- в. Бассейны тектонических сбросов.
- г. Бассейны в долинах складчатости, образовавшихся вследствие поперечной структуризации.
- д. Бассейны, возникшие вследствие землетрясений или от вулканических опусканий или проседаний.

- e. Бассейны, образовавшиеся в региональных впадинах, возникших вследствие химического растворения (выщелачивания осадочных пород).

Гидрогеологический регион (фр. *region* – регион, область) охватывает часть гидрогеологического бассейна с характерными динамическими и гидрохимическими показателями подземных вод и отличающимися от параметров подземных вод других частей бассейна.

Этаж гидрогеологический характеризует высоту (мощность) подземных вод в метрах и хронологических геосистемах с генетически одинаковыми или сходными показателями гидродинамики и гидрохимии.

Пласт (гр. *plast* – созданный) гидрогеологический – форма залегания однородной водонасыщенной осадочной породы, ограниченной двумя параллельными непроницаемыми поверхностями: нижней – подошвой, верхней – кровлей пласта. При гидрогеологических исследованиях и работах пластом называются один или несколько смежных слоев (прослойков), объединенных по единым признакам, важных для проводимых работ.

Слой гидрогеологический представляет водонасыщенные осадочные породы одинакового состава и текстуры, образующиеся во время спокойного накопления осадков, сходных по своим свойствам. Тонкое чередование литологических текстур водоносных слоев называется прослойками. Наличие слоев в породах именуется слоистостью.

Вода – жидкий минерал, химическое соединение двух атомов водорода с одним атомом кислорода (H_2O), плотность 0,999. Количество подземных вод составляет $4-10^{15}$ т.

Водопроницаемость – способность осадочных пород пропускать через себя воду. Все породы с частицами диаметром менее 0,01 мм являются водонепроницаемыми.

Водоотдача – способность породы отдавать свободным стеканием количества воды, вытекающей из породы вследствие силы тяжести.

Гидроизогипса – линия, соединяющая точки одинаковой глубины залегания поверхности подземных вод от уровня моря.

Режим (фр. *regime* – образ, распорядок, система правил) гидрогеологических бассейнов и водоносных субъектов (горизонтов, комплексов, слоев и др.) определяется совокупностью показателей подземных вод (количества, уровней, вида энергии вод, характера и причины миграции, циркуляции и перемещения, физического состояния и химического состава, особенностью питания и разгрузки, расхода и др.).

Коллектор (лат. *collector* – собирающий подземных вод) – пористая или трещиноватая порода, содержащая в своих порах, кавернах и трещинах подземные воды.

Контур (фр. *contour* – очертание) питания, водоносности подземных вод в гидродинамике является границей (линией) распространения подземных вод в пласте (объекте), в пределах которой пластовое давление остается постоянным.

Баланс (фр. *balance* – весы) подземных вод – приход и расход энергии подземных вод (объемный, динамический, гидрохимический, тепловой) от стока, фильтрации, миграции, транспирации и др.

Бальнеология (лат. *balneum* – баня, купальня + гр. *logos* – учение) – гидрогеологическая наука, изучающая подземные воды для лечебного наружного (внешнего) применения.

Гео (гр. *geo* – Земля) – в сложных словах указывает на отношение к Земле, земному шару, земной коре.

Генезис (гр. *genesis* – рождение) – происхождение, возникновение, процесс образования.

Модель (фр. *model* – образец, изображение) представляет собой изображение (описание) объекта, образца или процесса, воспроизводящее систему свойств, характеристик, параметров, дающее наглядное представление о физическом или природном предмете или системе подземных вод.

Моделирование – создание (разработка, обоснование, изложение, описание) прототипа образца, его свойств и параметров.

Фильтрация (лат. *filtration* – просачивание) представляет процесс просачивания жидкости через пористую среду или пропускания (процеживания) жидкости через какое-либо вещество или породу.

Инфильтрация является процессом просачивания жидкости, как правило, вертикально вниз в соответствии с Законом силы тяжести.

Латеральный (лат. *lateralis* – бок, сторона) указывает на процесс передвижения (миграции) жидкости со стороны, как правило, преимущественно горизонтально по водоносному комплексу (слою).

Химия (лат. *chemia*) осуществляет изучение свойств и состава, внутреннего строения и превращения веществ, механизм изменений, новые вещества и энергию поглощения или высвобождения. Гидрохимия изучает все эти процессы в водной среде.

Современное объяснение гидрогеологических терминов иноязычного происхождения необходимо для успешного, сознательного и оперативного усвоения гидрогеологических информации и знаний в процессе обучения специалистов и в производственных условиях.

ГЛАВА 2. ГЕНЕТИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ БАССЕЙНОВ

Гидрогеологический (гр. *hydro* – вода, *geo* – земля, *logos* – учение) бассейн (фр. *basin* – водоем) представляет собой генетически геоморфологическую часть суши с центральностремительными системами крупных геологических структур синклинального сложения подземных горизонтов и слоев осадочных пород, насыщенных природными водами. В общей и региональной геологии, тектонике и гидрогеологии бассейн применяется как синоним терминов синеклиза или впадина. В справочниках терминов «Бассейны Земного шара», 1962, 2005 и другие, и Геологических академических словарях гидрогеологические бассейны приняты в качестве основных элементов районирования Земного шара с подразделениями на генетические типы в зависимости от возраста водовмещающих пород и строения фундамента, а также особенностей тектоники, осадочных толщ и водоносных объектов.

2.1. Генетическая классификация гидрогеологических бассейнов

Гидрогеологические бассейны включают генетическую совокупность геологических, тектонических и гидрогеологических структур или объектов, объединенных общностью условий генезиса, формирования и распространения подземных вод. Выделяются следующие генетические типы гидрогеологических бассейнов:

1. Артезианские гидрогеологические бассейны – бассейны суши артезианских, трещинных, жильных вод.
2. Инфильтрационные гидрогеологические бассейны суши.
3. Элизионные гидрогеологические бассейны суши.
4. Гидрогеологические бассейны криолитозоны.
5. Гидрогеологические бассейны областей вулканизма.
6. Субмаринные гидрогеологические бассейны морей и океанов, проливов и островных дуг.

Гидрогеологические бассейны являются геологическими областями крупного и длительного погружения в современной структуре Земной коры, с которыми связаны многочисленные регионы подземной водоносности и питающие их зоны. Гидрогеологические бассейны занимают крупные площади (тысячи квадратных км) сплошного развития водоносных отложений. Для гидрогеологических бассейнов характерна общность геолого-исторических процессов накопления осадков в единых крупных геолого-тектонических структурах (синеклизе, прогибе и др.). По геологическим историческим представлениям, гидрогеологические бассейны могут расчленяться на отдельные необъединенные водоносные

регионы и зоны, несмотря на общность генезиса вод, которые исследуются как отдельные этажи или горизонты подземных вод. Границы бассейнов гидрогеологические (химические, динамические), литологические или тектонические, а при глубоком залегании – водоусловные, определяемые тектоническими возможностями разведки или добычи. Гидрогеологические бассейны подземных вод являются водоносными структурами различного генезиса: артезианские, инфильтрационные, осадочные, элизионные, трещинно-грунтовые и др.

В гидрогеологических бассейнах выделяются осадочный чехол и фундамент. К чехлу относятся толщи преимущественно осадочных пород, к которым приурочены водоносные горизонты напорных или безнапорных вод, в также водонепроницаемые флюидоупорные комплексы. Фундамент представлен толщами преимущественно сильно дислоцированных, метаморфизованных или кристаллических пород, подстилающих осадочный чехол.

Гидрогеологический бассейн включает подземные воды, приуроченные к водоносным горизонтам или пластам, ограниченным снизу и сверху водоупорами и принимающие участие в строении крупных гидрогеологических структур или изливающиеся на дневную поверхность (рис. 2.1). Артезианские воды получили свое название от провинции Артуа во Франции, где в XII в. был сооружен артезианский колодец, выводивший из глубоких водоносных горизонтов самоизливавшиеся напорные воды.

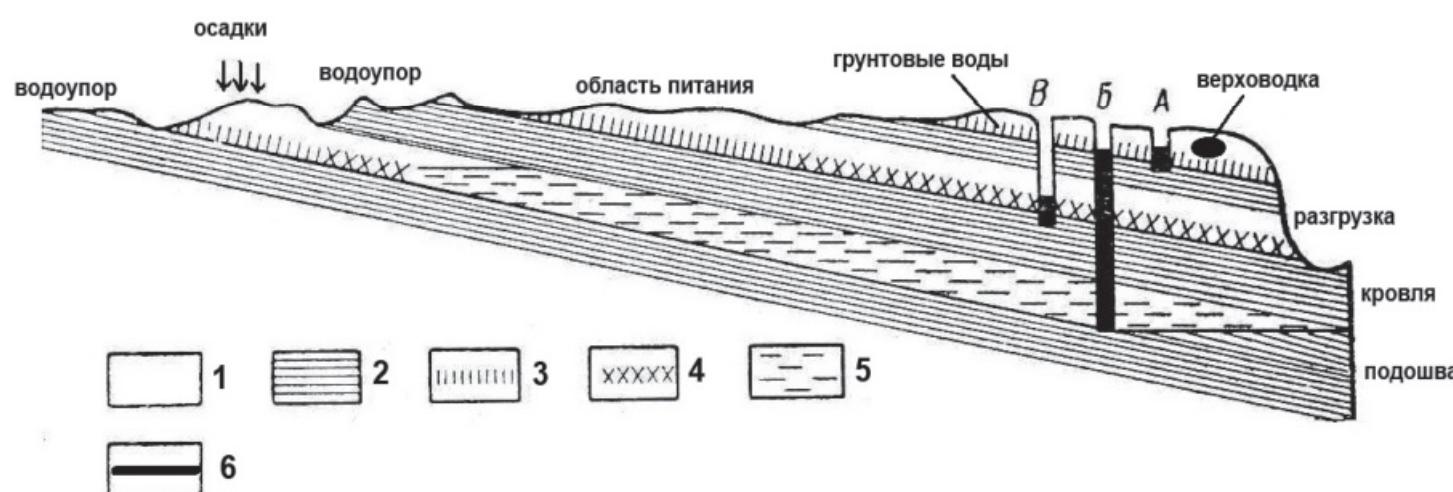


Рис. 2.1. Гидрогеологическая модель генетических типов подземных вод:
 1 – водопроницаемая порода; 2 – водоупорная порода; 3 – грунтовые нисходящие воды (A);
 4 – межпластовые нисходящие воды (B); 5 – восходящие артезианские воды (B);
 A, B – колодцы

Генетические особенности вод Артезианских бассейнов:

- 1) фиксируемые напоры гидродинамического давления;
- 2) перекрытие водоупорами сверху и снизу;
- 3) гидравлическая связь с грунтовыми и поверхностными водами зоны аэрации;

- 4) наличие области питания и разгрузки;
- 5) миграция вод под действием гидростатического давления;
- 6) несовпадение области питания, области создания напора и разгрузки, удаление их друг от друга на значительные расстояния;
- 7) существование уровня воды либо выше кровли водоупора, либо выше поверхности Земли;
- 8) стабильный гидродинамический режим (упругий режим);
- 9) разнообразный химический состав подземных вод;
- 10) различная минерализация (от первых десятков до сотен г/дм³);
- 11) большие и безграничные запасы подземных вод;
- 12) неодинаковые скорости миграции (движения подземных вод в различных частях бассейнов).

Подземные напорные или ненапорные воды принимают участие в строении крупных гидрогеологических структур – синклиналей, моноклиналей и других геологических форм, которые содержат один или несколько водоносных горизонтов или комплексов в составе гидрогеологических этажей, прослеживающихся на большие расстояния по латерали и вертикальному разрезу пород.

Водоносные пласти представлены выдержаными по мощности и распространению одновозрастными литологическими пластами пород с относительно однородными водоемкостными и фильтрационными свойствами.

Водоносный горизонт – один или несколько водоносных пластов горных пород, насыщенных пластовой водой и представляющих собой единое целое в гидродинамическом отношении, горизонту присваивается геологостратиграфическое наименование соответствующих водовмещающих пород. Площади распространения водоносных горизонтов обычно совпадают с площадями распространения водоносных пород. Площади питания водоносных горизонтов занимают значительно меньшие пространства в местах выхода пород, слагающих водоносный горизонт, на дневную поверхность, а также на тех участках, где эти породы не перекрыты водонепроницаемыми толщами значительной мощности.

Водоносный комплекс – один или несколько смежных водоносных горизонтов со сходными гидрогеологическими свойствами, границами между которыми являются выдержаные по площади пачки водоупорных пород.

Гидрогеологический этажи – объединение водоносных и относительно водоупорных комплексов. Этажи могут резко отличаться друг от друга по гидрохимическим и гидродинамическим показателям и составляют единую гидрогеологическую систему в пределах крупных тектонических элементов. Границами между гидрогеологическими этажами служат регионально выдержанные водоупорные толщи.

Одной из главных особенностей гидрогеологических бассейнов является наличие слоистых пологозалегающих или слабодислоцированных, преимущественно осадочных пород, которые содержат напорные воды, залегают на породах фундамента и чередуют с водонепроницаемыми породами. В связи с этим разрезы гидрогеологических бассейнов представляют собой многократное чередование стратифицированных гидрогеологических водоносных слоев, горизонтов, комплексов и водоупоров, которые объединяются в гидрогеологические этажи. В гидрогеологических бассейнах выделяются не менее двух гидрогеологических этажей, характеризующихся различиями региональной динамики и гидрохимического состава подземных вод.

Первый гидрогеологический этаж гидрогеологических бассейнов выделяется в той части геологического разреза пород, в пределах которой гидравлическая связь с современной поверхностью бассейна на всей площади распространения водоносных горизонтов (комплексов) выступает основным фактором, определяющим структуру потоков подземных вод. Нижней границей этажа является стратиграфическая единица, соответствующая положению первой от поверхности регионально выдержанной слабопроницаемой толщи. Общая мощность этажа 200–500 м и более. Формирование химического состава вод этажа определяется процессами выщелачивания пород и смешения вод. Как правило, здесь преобладают воды сульфатного, сульфатно-хлоридного и хлоридного составов. Если нижняя часть этажа подстилается соленосными породами (Прикаспийская впадина, Приуралье, Ангаро-Ленская ступень), то минерализация вод достаточно высокая (50–100 г/дм³ и более).

Второй гидрогеологический этаж гидрогеологических бассейнов объединяет водоносные комплексы геологических разрезов пород, подземные воды которых имеют гидравлические связи с современной поверхностью только на периферии структур и сводах локальных поднятий внутренней области, а на большей площади бассейнов изолированы от поверхности регионально выдержаными породами значительной мощности. Общая мощность этажа 500–2000 м и более. Формирование химического состава вод этажа происходит в пределах внутренних областей питания. Основным процессом, определяющим состав и минерализацию подземных вод, является процесс выщелачивания. Здесь формируется зона гидрокарбонатных вод. Ниже по разрезу, где отмечается вертикальная восходящая разгрузка напорных вод, формируются хлоридные, сульфатные (при наличии гипсов и ангидритов) и хлоридно-сульфатные воды. Если нижняя часть этажа подстилается соленосными породами (Прикаспийская впадина, Приуралье, Ангаро-Ленская ступень), то минерализация вод достаточно высокая (150–300 г/дм³ и более), а тип вод сменяется на хлоридно-кальциевый. Наличие «геохимического барьера» обуславливает проявление ряда химических,

физико-химических, биохимических процессов, влияние которых приводит к существенным изменениям минерализации и химического состава вод [20 и др.].

Третий гидрогеологический этаж (элизионный) осадочного чехла включает водоносные горизонты и комплексы наиболее погруженных частей гидрогеологических бассейнов. Основными факторами формирования подземного стока выступают затрудненная миграции подземных подошвенных этажей осадочного чехла и пород фундамента, осуществляющаяся по локальным зонам с повышенной проницаемостью разреза, а также перераспределение геостатических пластовых давлений под воздействием различных эндогенных факторов.

2.2. Региональная зональность гидрогеологических бассейнов

Региональная гидрогеология как часть гидрогеологической науки изучает закономерности распространения и формирования подземных вод в пределах крупных гидрогеологических зон и регионов и решает задачи гидрогеологического районирования бассейнов.

Основные факторы, определяющие особенности региональной зональности, включают:

- физико-географический, орографический и климатический;
- геологический, учитывающий структурное строение региона;
- возраст и состав водовмещающих пород;
- тектонические особенности региона;
- наличие или отсутствие вулканической деятельности;
- геоморфологический, отмечающий связь тектонических структур с рельефом;
- гидрогеологический, учитывающий закономерности изменения гидрогеологических параметров – напоров, температуры, химического состава вод, минерализации, газонасыщенности, условия питания и разгрузки;
- народно-хозяйственный, отражающий роль подземных вод в народном хозяйстве (для питьевого водоснабжения, в медицинских целях, в промышленности для извлечения ценных компонентов и др.);
- экономический;
- экологический.

Гидрогеологическое районирование учитывает все перечисленные факторы, исходя из генетического единства и взаимосвязи всех вод в пределах литосферы и гидросферы.

Основной единицей при гидрогеологическом районировании территорий, следует считать гидрогеологические объекты (структуры) высшего I порядка – бассейны.

Гидрогеологический бассейн – это подземный резервуар подземных вод, приуроченный к крупным отрицательным геосинклинальным геоструктурным элементам, выполненный преимущественно осадочными образованиями, залегающими на породах фундамента (ложе бассейна), в пределах которых имеются водоносные пласти, горизонты, комплексы и этажи с подземными водами, а также водоупорные толщи, обладающие общностью условий распространения, формирования и движения подземных вод. Гидрогеологические бассейны классифицируются по структурно-тектоническим критериям (формам бассейна), литологическим условиям (характеру коллектора) и гидродинамическим режимам.

Структурно-гидрогеологическое районирование бассейнов выделяет следующие основные типы гидрогеологических районов II порядка (рис. 2.2):

1. Гидрогеологические районы платформенного типа – синеклизы, краевые прогибы.
2. Гидрогеологические массивы – щиты, массивы, кряжи.
3. Складчатые районы внутриплатформенного или геосинклинального типа – трещинные и трещинно-жильные бассейны.
4. Районы вулканогенных бассейнов.
5. Районы морских бассейнов.

Артезианские бассейны занимают огромные территории, имеют сложное геологическое строение и взаимосвязанными друг с другом, их можно именовать гидрогеологическими мегабассейнами. К таковым относятся Прикаспийский (свыше 500 тыс. км²), Западно-Сибирский (около 3,0 млн км²), Восточно-Сибирский (свыше 10,0 млн км² и др).



Рис. 2.2. Классификация гидрогеологических бассейнов

2.3. Строение гидрогеологических бассейнов

Артезианские бассейны платформенного типа приурочены к отрицательным структурам платформ, предгорными прогибами и краевыми синеклизами, имеющими общие закономерности строения геологического разреза, определяющие основные условия залегания и региональную динамику подземных вод (рис. 2.3).

Гидрогеологические бассейны представляют собой геогидродинамическую систему (или часть геосистемы), пространственно связанную со структурно-тектоническими элементами осадочного чехла, верхний этаж которого представлен толщами пологозалегающих или слабодислоцированных пород, преимущественно осадочных, содержащих напорные воды, залегающие на породах фундамента (А. А. Карцев, 2001 и др.).



Рис. 2.3. Модель гидрогеологического строения артезианского бассейна платформенного типа (по материалам В. А. Всеволожского и др.):
 1 – слоистые системы водоносных горизонтов (комплексов) трех гидрогеологических этажей бассейна; 2 – региональные слабопроницаемые толщи;
 3 – номера гидрогеологических этажей; 4 – границы и номера гидродинамических зон;
 5 – зоны тектонических нарушений;
 6 – система «местных» и 7 – региональных потоков подземных вод;
 8 – субвертикальная фильтрация через слабопроницаемые породы;
 9 – «внутренние» источники питания подземных вод (элизионные процессы, дегидратация, приток глубинных флюидов);
 10 – породы обрамления и фундамента

Артезианский бассейн представляет собой прогнутый участок земной коры с водоносными горизонтами, характеризующимися однообразными условиями залегания (питания и разгрузки) по латерали и вертикали геологического разреза (рис. 2.4).

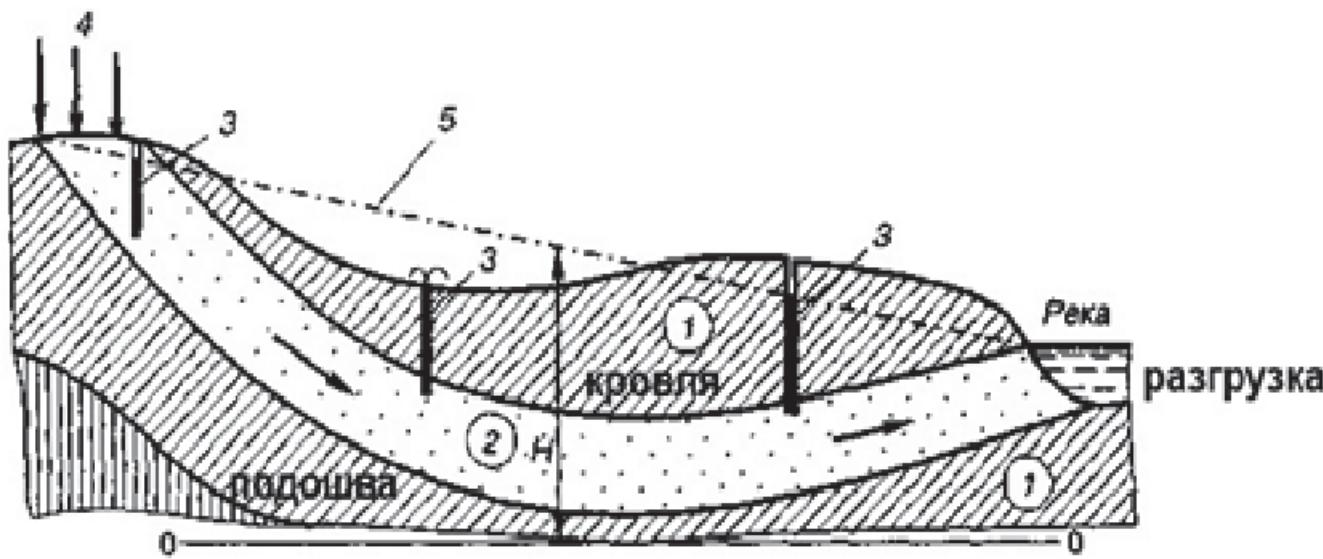


Рис. 2.4. Модель артезианского гидрогеологического бассейна (синклинальное залегание водоносных литологических слоев):
1 – водоупор; 2 – водоносный слой; 3 – буровые скважины; 4 – область питания водой;
5 – пьезометрический уровень (область напора и стока); H – высота напора
(по материалам <https://studopedia.ru> и др.)

Область питания охватывает площадь распространения водопроницаемых или трещиноватых пород на дневной поверхности, которая приподнята относительно уровня моря на значительную высоту. Здесь происходит питание водопроницаемых пород водами атмосферных осадков.

Регионы (районы) напора и зона стока – район формирования артезианского бассейна. Высота подъема района питания подземных вод обеспечивает при вскрытии пластовых вод бассейна излив выше кровли водоносных горизонтов и называется напорным или пьезометрическим уровнем.

Регион (район) разгрузки или дренажа располагается в районах выхода водоносных пород на дневную поверхность на более низких отметках, чем в зоне создания напора.

Образование артезианских вод возможно при следующих условиях:

- обилие атмосферных осадков в области питания пород;
- залегание пород области питания выше зоны разгрузки (скважин), обуславливающее создание напора вод;
- наличие хорошо проницаемых пород, возможность поглощения в зоне питания;
- малое число и небольшая мощность водоупоров;

- высокая пористость, водопроницаемость и трещиноватость водовмещающих пород.

Гидрогеологические склоны – водоносные зоны или объекты с моноклинально залегающими или выклинивающимися водоносными горизонтами (рис. 2.5). Гидрогеологические склоны распространены в горных и предгорных районах.

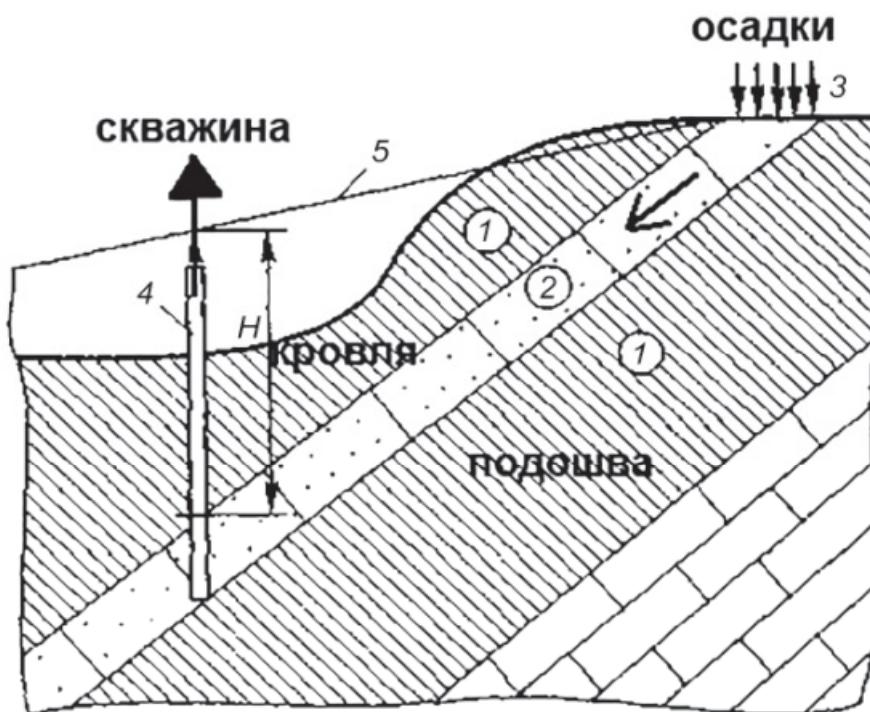


Рис. 2.5. Гидрогеологическая модель моноклинального залегания гидрогеологического водоносного горизонта (слоя):

1 – водоупоры; 2 – водоносный слой; 3 – область питания водой; 4 – буровая скважина;
5 – пьезометрический уровень; H – высота напора; ← – движение вод

Области питания и разгрузки в гидрогеологических склонах формируют источники вод на поверхности земли (рис. 2.6).



Рис. 2.6. Геологическая модель гидрогеологического склона:

1 – область питания; 2 – область разгрузки; 3 – область напора; 4 – водоносные породы; 5 – водоупоры; 6 – источники вод; 7 – уровень грунтовых вод

2.4. Гидродинамическая зональность гидрогеологических бассейнов

Вследствие различных скоростей фильтрации пластовых вод водоносных комплексов и гидродинамических систем или их частей, в разрезе гидрогеологических бассейнов снизу вверх по падению пластов или латерально происходит закономерное ухудшение условий водообмена (питания и разгрузки подземных вод), уменьшение скоростей движения, понижение коэффициентов водообмена, увеличение минерализации и изменение химического состава вод.

Фильтрационная подвижность подземных вод формирует гидродинамическую зональность вод как проявление дифференциации условий залегания, свойств и состава вод и других компонентов гидрогеологии и геохимии:

1. *Горизонтальную (латеральную)*, проявляющуюся в верхних частях литосферы, особенно отчетливо в горизонтах грунтовых вод.
2. *Вертикальную*, которая проявляется в глубоких гидрогеологических структурах и обусловленную геологическими и палеогидрогеологическими факторами, историей развития Земли.

В пределах гидрогеологических бассейнов вертикали выделяются гидродинамические зоны:

- 1) *верхняя* – зона интенсивного (свободного) водообмена, где встречаются воды инфильтрационного генезиса, очень часто пресные или умеренной солености, разнообразного химического состава, с невысокой температурой;
- 2) *средняя* – зона замедленного водообмена, где распространены воды инфильтрационного типа с повышенной температурой. Химический состав вод и их тип вниз по разрезу зависит от проницаемости пород коллекторов и скорости движения вод в направлении области разгрузки;
- 3) *нижняя* – зона затрудненного водообмена, где распространены высокоминерализованные седиментационные воды разнообразного состава, хлоркальциевого или гидрокарбонатно-натриевого типа;
- 4) *базовая* – зона застойных эндогенных вод и отсутствия водообмена.

Гидрогеологические бассейны по гидродинамическому режиму подземных вод (наличие напора или его отсутствие) подразделяются на:

- верховодка – линзовидное залегание пресных вод на поверхности соленых грунтовых вод;
- безнапорные – бассейны грунтовых вод со свободной поверхностью;
- напорные – бассейны с водами, заключенными между флюидоупорами;
- бассейны пластовых вод;
- бассейны трещинных вод;

- промежуточные или смешанные – верхняя часть бассейна с безнапорными водами, нижня – с напорными.

Системы подземных вод, характеризующиеся общими условиями возникновения (перепада давлений) миграции подземных вод, называются *гидродинамическими системами* (ГДС), которые подразделяются:

- грунтовые ГДС со свободной поверхностью;
- водоносные напорные системы горизонтов и комплексов с заключенными в них напорными водами, обладающими общими условиями возникновения напора.

По генезису выделяются следующие гидродинамические режимы вод (рис. 2.7):

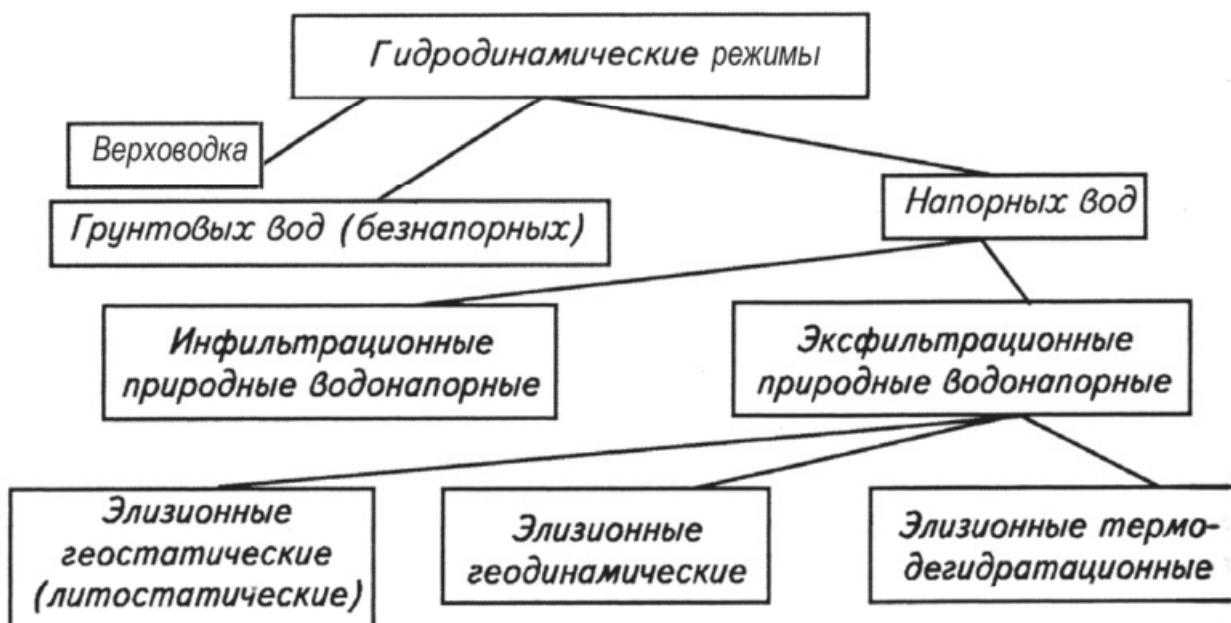


Рис. 2.7. Классификация гидродинамических режимов
(по материалам Карцева А. А. и др.)

Гидрогеологические условия характеризуются величинами пластовых давлений.

Нормальное гидростатическое давление – такое пластовое давление, которое уравновешивается давлением, создаваемым столбом пластовой минерализованной воды плотностью 1050 кг/м³, высотой от устья до вскрываемого пласта.

Условное гидростатическое давление применяется для исключения влияния природных факторов и представляет собой давление, которое создается столбом пресной воды плотностью 1000 кг/м³ высотой от устья до кровли пласта.

Гидродинамические водонапорные системы развиваются во времени и пространстве, что определяется гидрогеологической историей развития гидрогеологического бассейна геологического и соответствующего ему гидрогеологического строения.

В развитии гидрогеологических бассейнов выделяют исторические этапы:

Гидрогеологический этап включает отрезок гидрогеологической истории, начинающийся с тектонического погружения, трансгрессии (наступления) моря, осадконакопления пород и генезиса седиментационных вод. Гидрогеологические этапы бассейнов подразделяются на седиментационный и инфильтрационный этапы.

Седиментационный гидрогеологический этап начинается с тектонического погружения региона и трансгрессии моря, происходит накопление осадков и формирование седиментационных вод в молодых отложениях. Этот этап завершается, когда отрицательный знак колебательных движений сменяется на положительный, происходит поднятие региона и регрессия моря.

Геоинфилтратационный гидрогеологический этап формирует инфильтрационные воды, которые постепенно вытесняют и замещают седиментационные воды. Этот этап заканчивается, когда при новом тектоническом погружении региона, море перекрывает водоносные породы и начинается накопление новых, более молодых осадков, инфильтрация внешних прекращается.

2.5. Генезис подземных вод гидрогеологических бассейнов

Генезис и происхождение подземных вод являются одной из сложнейших теорий в гидрогеологии. Она включает в себя вопросы происхождения молекул воды и формирования состава растворенных в подземных водах веществ – ионов солей.

Состав подземных вод формируется как за счет возникновения молекул воды внутри твердой части осадочного чехла планеты, но также в магматических очагах или в результате химических реакций с горными породами.

В результате химических процессов формируются следующие химические типы подземных вод:

Хемогенные воды образуются молекулами, возникающими при синтезе вод в различных химических реакциях при невысоких давлениях и температурах. Воды выделяются также при разложении карбонатов при небольших температурах и давлениях. Возникающие в результате этих реакций молекулы воды примешиваются к водам другого генезиса.

Магматогенные воды генерируются в результате магматической деятельности в областях современного вулканизма при наличии высоких температур и давлений. К ним относятся перегретые воды – парогидротермы с температурой до 200–350 °C. Выходы высокотемпературных вод на поверхность проявляются в виде кипящих источников, пароводяных струй с гейзерным режимом

фонтанирования. Они имеют низкую минерализацию, хлоридный, сульфатный или хлоридно-сульфатный состав.

Метаморфогенные воды образуются в результате дегидратации минеральных гидратов (хлорита, эпидота, слюд) в процессе прогрессивного метаморфизма. При превращении глинистых пород в метаморфические породы (сланцы) выделяется огромное количество агрессивной термальной воды (из 1 км³ породы высвобождается 100 млн т), которая быстро превращается в гидротермальный раствор, образуя жильные, линзообразные и пластовые гидротермальные проявления.

Мантийногенные воды связаны с мантией Земли и формируются в областях глубоководных океанических желобов, срединно-оceanических хребтов и в рифтовых долинах. Такие воды содержат в 50 раз больше растворенных веществ и солей, чем воды Мирового океана.

Седиментогенные воды находятся в осадочных породах с момента их образования. На стадии раннего диагенеза, когда будущие осадочные породы представлены неуплотненными илами, формируются седиментационные воды. По мере уплотнения илов до сланцев глинистые породы теряют почти 90 % заключенных в них вод.

Инфильтральные воды проникают в осадочные породы в процессе инфильтрации после образования пород и заполненные водой другого происхождения. Выделяют инфильтрацию:

- *субаэральную* (наземную) – внедрение в породы атмосферных и поверхностных вод;
- *субаквальную* (подводную) – фильтрация речных, озерных и морских вод в породы, обнажающиеся ниже уровня воды в водоеме.

Конденсационные воды формируются в трещиноватых или кавернозных твердых или раздельно-зернистых породах, в которых присутствуют водяные пары, перемещающиеся под влиянием разности их упругостей и температурных градиентов.

Криолитные воды формируются в зоне вечной и сезонной мерзлоты за счет инфильтрации и инфлюации атмосферных талых и поверхностных вод по трещинам и пустотам с образованием льда.

Возрожденные воды высвобождаются (возрождаются) при дегидратации седиментогенных минералов, главным образом при перестройке структуры глинистых пород, в процессе превращения монтмориллонита в иллит и другие гидрослюды за счет освобождения кристаллизационных вод.

Гидратные воды образуются при разрушении газогидратов – твердых кристаллических веществ, состоящих из молекул пресной воды, в которых во внутренних полостях кристаллической решетки находятся молекулы газа (ме-

тана). При повышении температуры, уменьшении давлений происходит разрушение газогидратных залежей и высвобождение кристаллизационных гидратных молекул, практически пресных.

Талассогенные воды имеют морское происхождение; как правило, это соленые воды и рассолы. Среди них преобладают воды хлоридно-натриевого состава с высоким содержанием сульфатов, ионов магния, кальция, железа. Состав их близок к составу морской воды, минерализация до 300 г/дм³.

Воды органического происхождения выделяются из захороненных в породах органических веществ, содержащих различное количество воды. При катагенезе захороненные органические остатки выделяют воды, которые принимают участие в формировании ресурсов вод закрытых структур наряду с водами другого генезиса.

Техногенные воды появляются в гидрологических бассейнах при искусственном заводнении залежей, сбросе сточных вод и т. д. Вытесняя природные воды, такие виды вод могут образовывать локальные скопления.

ГЛАВА 3. ГИДРОДИНАМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ БАССЕЙНОВ

Подземные воды гидрогеологических бассейнов изменяют свои объемы при изменении давления и температуры, они обладают текучестью, т. е. не имеет собственной формы, и принимают форму сосуда (пласта и др.), в котором находятся. Вследствие своих физических свойств подземные воды свободно мигрируют в подземной гидросфере, характер этого движения может быть различным в зависимости от энергии подземной среды. С точки зрения гидродинамики различаются негравитационное и гравитационное движение подземных вод.

3.1. Гидродинамическая типизация подземных вод

В порах и пустотах горных пород движение происходит в виде капелек или струй, такое движение называют *свободным движением вод*. Для лиосорбированных и адсорбированных вод характерно *пленочное движение*, которое происходит при неравномерной толщине пленки связанных вод на поверхности минеральных частиц пород и при неравномерном водонасыщении породы. Свободное движение вод направлено в сторону участков с меньшей толщиной слоя связанной воды. Как правило, такое движение имеют воды зоны аэрации. Движение происходит без передачи гидростатического давления и является *негравитационным*.

В зоне полного порового насыщения пород водами формируются водоносные горизонты, движение вод в них происходит под действием силы тяжести или перепада напоров (давлений), которые возникают как при тектонических движениях, сопровождающихся вытеснением вод из глин в коллекторы, так и за счет инфильтрации в областях выхода водоносных пород на дневную поверхность. Возникшее повышенное давление передается всей водонапорной системе бассейна и комплексов. Перераспределение напоров обуславливает *гравитационное движение*, или *ламинарную фильтрацию* подземных вод по пласту, или их разгрузку по тектоническим нарушениям и через водоупоры. Подземные воды мигрируют в горных породах путем как инфильтрации, так и фильтрации.

Фильтрация – движение жидкостей и газов в пористых, порово-трещинных породах при полном заполнении их водой. Масса движущейся воды создает фильтрационный поток. Различаются следующие виды движения (перенос) подземных вод:

- *вынужденная конвекция* – фильтрация, происходящая под действием градиента давлений, внешнего по отношению к жидкости;
- *естественная конвекция* – фильтрация в результате различия градиента плотности внутри жидкости;
- *молекулярная диффузия* (концентрационная конвекция) растворенных веществ под влиянием градиента их концентраций внутри растворов, направленная на установление равновесного распределения концентраций растворенных компонентов во всем растворе. Скорость молекулярной диффузии V_m возрастает с температурой и уменьшается по мере повышения вязкости жидкости и размеров частиц;
- *тепловая конвекция*, происходящая под действием разности температур;
- *осмотическая фильтрация* веществ через полупроницаемые мембранны, обусловленная наличием поверхностных сил взаимодействия граничных (ионно-диффузных) слоев с твердыми стенками каналов фильтрации, осуществляющих миграцию вещества. Различают *капиллярно-осмотический перенос*, возникающий при аномальной концентрации растворенных веществ вблизи стенок твердой фазы по сравнению с концентрацией в объеме жидкой фазы, и *термоосмотический процесс*, протекающий под влиянием аномального теплосодержания в пристенных граничных слоях жидкой фазы. Скорость осмотической фильтрации возрастает с уменьшением диаметра каналов [25 и др.];
- *гидравлическая дисперсия* в трещиноватых породах, когда процесс миграции протекает в виде рассеивания вещества вдоль и поперек потока и вызывает дополнительное перемешивание воды.

Диффузно-конвективный массоперенос – сочетание конвективного и диффузного переносов вещества. С точки зрения гидромеханики различают движение:

- *турбулентное*, характерное для массивных объемов вод, при этом отмечаются максимальные скорости потока, вихревые перемещения, с разрывами сплошности потока;
- *ламинарное*, или *параллельно-струйчатое*, происходящее, когда струи воды передвигаются в пластах с небольшой скоростью, без пульсаций и разрыва сплошности потока. Это движение подчиняется закону Дарси.

3.2. Фильтрационная миграция подземных вод

В гидродинамике бассейнов осуществляется движение не отдельных частиц воды, а всей массы *фильтрационного потока* – условного потока жидкости через пористую или пористо-трещинную среду по сообщающимся порам

и трещинам пород. Фильтрационные потоки подземных вод различаются по характеру движения. Движение воды параллельно-струйчатого типа называется ламинарным, оно подчиняется линейному закону Дарси.

Согласно закону Дарси, количество воды Q , проходящее через породы, заполненные дисперсным материалом, прямо пропорционально разности напоров H в крайних сечениях пород, прямо пропорционально площади поперечного сечения пород F , обратно пропорционально длине пути фильтрации L и прямо пропорционально постоянному для данной породы коэффициенту K_{ϕ} , характеризующему проницаемость материала, заполняющего пласт [24 и др.].

К основным параметрам фильтрационного потока относятся:

а) расход фильтрационного потока Q – количество воды, проходящее через поперечное сечение потока водоносного слоя за единицу времени, $\text{см}^3/\text{с}$, $\text{м}^3/\text{сутки}$ и т. д.;

б) удельный расход потока q – единичный расход, т. е. количество воды, проходящей через поперечное сечение потока, м^3 ;

в) произведение мощности потока на его водопроницаемость называется водопроводимостью T потока;

г) пьезометрический напор H подземных вод.

Пьезометрический напор – это сумма гипсометрической и пьезометрической высот, представляющая собой величину энергии потока движущейся воды. При определении напора подземных вод в качестве плоскости сравнения может быть принята подошва водоносного слоя или другая горизонтальная поверхность, например, уровень Мирового океана или забой самой глубокой скважины (рис. 3.1);

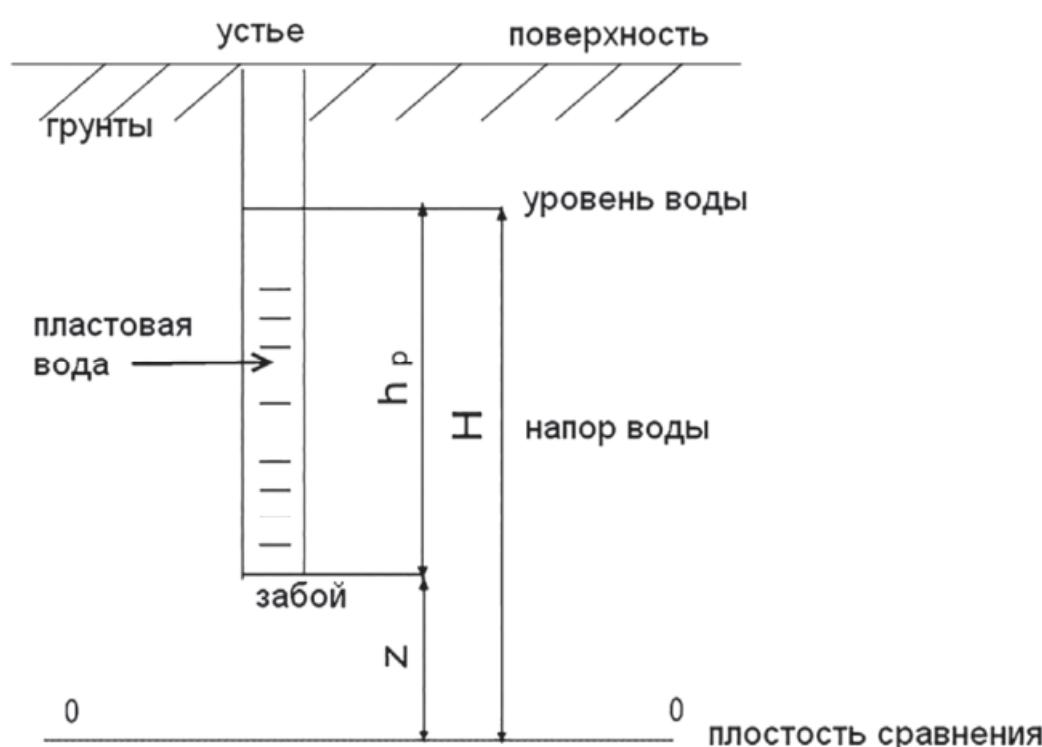


Рис. 3.1. Гидрогеологическая модель пьезометрического напора подземных вод

д) *напорный градиент (гидравлический уклон)* – величина, характеризующая падение напора ΔH на единицу длины ΔL в направлении фильтрации;

е) *коэффициент фильтрации* K_f – скорость фильтрации воды при гидравлическом уклоне $I = 1^0$, характеризующий способность породы пропускать воду. На коэффициент фильтрации влияют вязкость и плотность жидкости, минеральный состав пород, температура и др.

Коэффициент фильтрации для различных пород имеет разные значения: для очень хорошо проницаемых галечников с крупным песком, сильно закарстованных и трещиноватых пород до 100–1000 м/сутки и более; для хорошо проницаемых галечников и гравия, крупного песка, среднезернистого песка, закарстованных, трещиноватых пород до 100–10; проницаемых галечников и гравия, засоренных мелким песком и глиной, среднезернистого песка, слабозакарстованных, слаботрещиноватых пород до 10–1; слабопроницаемых тонкозернистых песков, супесей, слаботрещиноватых пород до 1–0,1; весьма слабопроницаемых суглинков, глин до 0,1–0,001 м/сутки [24 и др.].

Коэффициенты фильтрации и проницаемости определяются в лабораторных условиях, прокачивая через образцы жидкость известной плотности и вязкости. Размерность этих величин м^2 , или мкм^2 , или дарси (D);

ж) *скорость фильтрации* V – количество воды, которое проходит в единицу времени через единицу поперечного сечения потока (м/сутки, см/с). Скорость фильтрации V можно получить, разделив расход потока на площадь поперечного сечения F фильтрующей среды. Скорость фильтрации можно выразить как произведение коэффициента фильтрации на гидравлический уклон. В практике гидрогеологических исследований вместо K_f применяется коэффициент проницаемости породы, скорость фильтрации определяют как произведение коэффициента проницаемости на гидравлический уклон.

Напоры в пределах потока подземных вод распределяются в соответствии с положением пьезометрической поверхности.

Поверхностями равных напоров (пьезометрическими поверхностями) называются поверхности, обладающие во всех точках равными напорами.

Линиями равных напоров называются следы сечения этих поверхностей кровлей водоносного горизонта.

Гидроизопьезы (для грунтового потока – *гидроизогипсы*) – проекции линий равных напоров на горизонтальную плоскость.

Скорость любой частицы в потоке в каждый момент времени можно изобразить в виде вектора скорости.

Линией тока S называется кривая, проведенная через ряд точек так, что она является касательной к векторам скоростей движущихся частиц, находящихся в данных точках в данный момент времени. Линии тока проводятся перпендику-

лярно линиям равных напоров (гидроизопьезам) и указывают направление, в котором движутся воды.

Методом определения направления движения подземных вод является метод треугольника (рис. 3.2):

- а) для определения направления движения потока подземных вод исследуются три скважины в вершинах разбитого на местности треугольника;
- б) по замерам уровней воды в скважинах определяют абсолютные отметки поверхности потока вод в точках А, Б, В и Г, которые интерпретируются на сторонах треугольника;
- в) разделив стороны треугольника на пропорциональные отрезки и соединив точки с одинаковыми отметками, обосновываются линии равных напоров (или гидроизопьезы – 40, 38, 36 и т. д.);
- г) движение потока подземных вод происходит в направлении, перпендикулярном направлению к гидроизопьезам (линия БГ – перпендикуляр к гидроизопьезам) от более высоких к более низким отметкам.



Рис. 3.2. Модель определения направления движения вод

С помощью этого метода определяется гидравлический уклон, как частное от деления разности между гипсометрическими отметками уровня на расстояние между ними.

Совокупность линий тока вод образует *элементарные струйки тока*. Совокупность элементарных струек тока, движущихся в данном горизонте, называется *потоком жидкости*. Система линий равных напоров и перпендикулярных им линий тока *S* образует *гидродинамическую сетку горизонта (бассейна)*.

Режим потока – изменение любого элемента потока во времени и пространстве. По характеру режима различают потоки:

- *стационарные* (установившиеся) – потоки подземных вод, элементы которых не изменяются во времени или эти изменения незначительны;
- *квазистационарные* – потоки, в которых во всех точках потока изменение напоров происходит с одинаковым знаком, одинаковой интенсивностью, в связи с чем конфигурация гидродинамической сетки остается без изменений;
- *нестационарные* (неустановившиеся) – потоки, в которых основные элементы потока в той или иной мере изменяются во времени и пространстве [29].

Фильтрующиеся жидкости в фильтрационном потоке неоднородны по составу и свойствам – пресные, минерализованные воды и рассолы. Из закона Дарси скорость фильтрации пропорциональна вязкости, а вязкость зависит от минерализации вод. Неоднородности свойств жидкости (плотность и вязкость) влияют на определение не только скорости фильтрации, но и напора и напорного градиента. По измерениям статических установившихся уровней подземных вод в скважинах рассчитываются параметры движения водоносных систем (рис. 3.3).

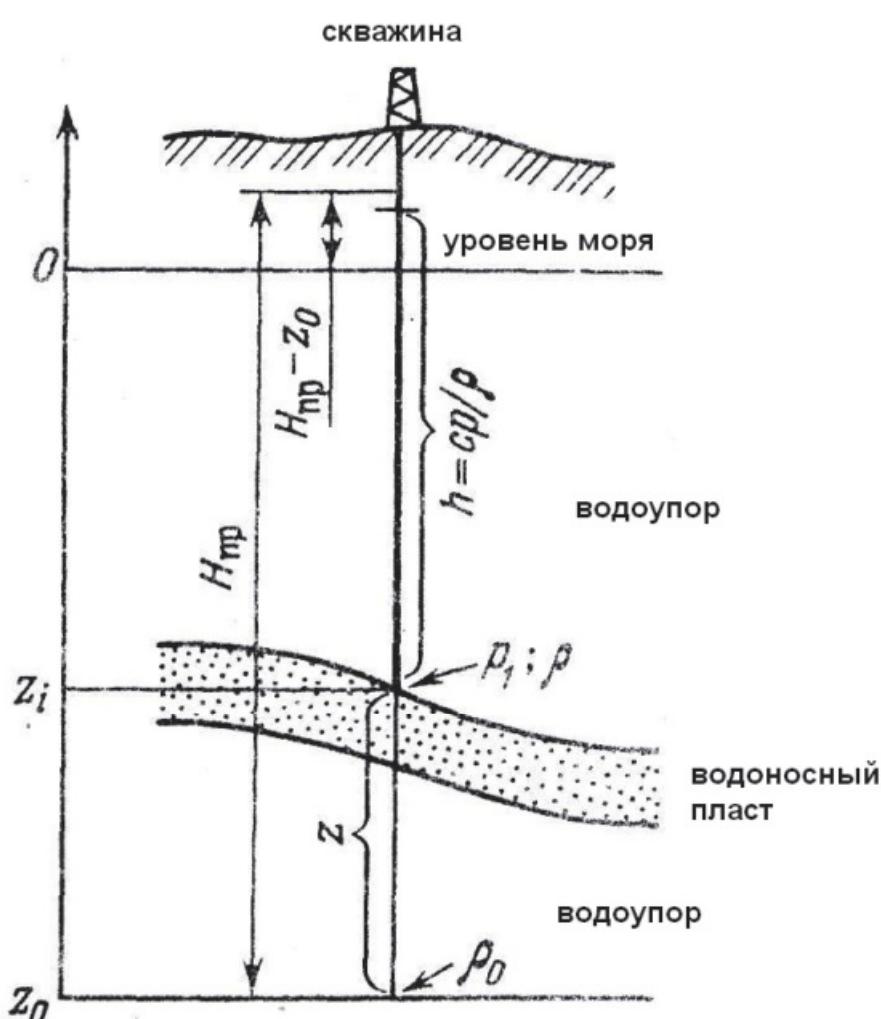


Рис. 3.3. Моделирование приведенного гидродинамического давления водоносных пластовых систем [20 и др.]

Приведенный напор равен высоте столба пресных вод в метрах, давление которого равно приведенному давлению. По результатам расчетов приведенного давления и напора составляются модели изобар или гидроизопьез бассейнов.

Моделирование гидроизопьез устанавливает направление движения потоков. Перпендикуляр, проведенный от максимальной гидроизопьезы в сторону наименьшей, указывает направление движения потока.

ГЛАВА 4. ФОРМИРОВАНИЕ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ БАССЕЙНОВ

Гидрогеологические бассейны земной коры представлены водоносными системами с генетически сходными условиями формирования состава вод и их залегания, областями питания и создания напора и миграционного движения вод. Такие системы или природные гидрогеологические бассейны подразделяются на генетические типы. Основное отличие основных типов бассейнов друг от друга состоит в строении и условиях залегания водовмещающих пород, что позволяет проводить территориальное районирование подземных вод на основе геологических материалов.

Гидрогеологические бассейны характеризуются генетической совокупностью условий формирования гидрогеологических и геологических структур или объектов, объединенных общностью распространения подземных вод внутри бассейнов.

4.1. Артезианские гидрогеологические бассейны

Артезианские (лат. artesien – провинция) гидрогеологические бассейны распространены в осадочном чехле древних и особенно молодых платформ. Они содержат многочисленные подземные воды различного химического состава. С этими водами многие исследователи связывают образование стратиформных концентраций водорастворенных полезных компонентов (рис. 4.1).



Рис. 4.1. Геологическая модель строения гидрогеологического бассейна артезианского типа [20 и др.]:

a – область питания и создания напора; *б* – область падения гидростатического напора и давления; *в* – область разгрузки; 1 – водоносные породы, 2 – водоупорные породы, 3 – пьезометрический уровень; 4 – уровень грунтовых вод; H_1 и H_2 – пьезометрические напоры в первом и втором сечениях; M – мощность артезианского водоносного горизонта, стрелками показано направление движения вод; 0 → *N* – направление падения напора (давления); 0 – отсутствие напора ($H_0 = 0$ м); *N* – зона максимального напора ($H_m = \max m$);

↓ – атмосферные осадки; ↑ – гидрогеологическая скважина; *K* – колодцы



Рис. 4.2. Геологическая модель формирования гидрологического бассейна:
 $a, b, v, M, H_m, H_o, H_l$, стрелки, 1 и 2, 0 → N, то же, что и на рисунке 4.1;
 3 – воды поверхностные; 4 – пьезометрическая кривая

В составе ведущих типов гидродинамической обстановки бассейнов выделяются два генетических гидрохимических класса подземных вод. В первый генетический тип входят комплексные воды выщелачивания, локализованные в зонах выклинивания или чередования литологических пластов.

Второй генетический класс включает пластовые воды, обусловленные элизионным гидродинамическим режимом. Геологические условия локализации и вопросы генезиса вод этого генетического класса по сравнению с объектами первого генетического класса изучены не так полно.

4.2. Инфильтрационные гидрологические бассейны

Инфильтрационные (лат. *filtration* – просачивание, процеживание) **гидрологические бассейны** объединены в группы, связанные с зонами пластового мезодиагенеза.

Гидрологические водонапорные бассейны инфильтрационного типа – системы, где напор создается за счет инфильтрации (просачивания) атмосферных, поверхностных и грунтовых вод в коллекторы и образуемой этими водами гидростатической нагрузки. Системы такого типа характерны для верхних напорных горизонтов до глубины 2 км (рис. 4.3). Эти системы называют также *гидростатическими открытыми системами*, поскольку пластовые давления вод Р в них соответствуют гидростатическим и определяются по формуле

$$P = \rho H g,$$

где H – пьезометрический напор; g – ускорение свободного падения, $\text{м}/\text{с}^2$;
 ρ – плотность жидкости, $\text{кг}/\text{м}^3$.

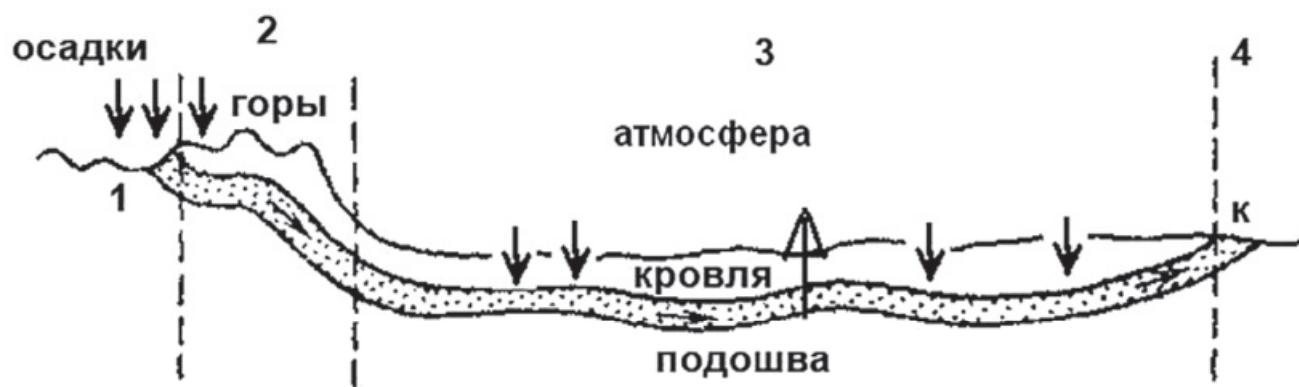


Рис. 4.3. Модель гидрогеологического бассейна инфильтрационного типа:

1 – внешняя зона питания; 2 – зона создания напора; 3 – зона стока, 4 – зона разгрузки;

→ движение вод; ↑ – гидрогеологическая скважина; к – колодцы

В соответствии с этим инфильтрационные бассейны называют также гидростатическими водонапорными системами.

Геостатическое давление P_g – это давление, оказываемое массой выше-лежащей толщи горных пород:

$$P_g = \rho_n g h,$$

где ρ_n – плотность водоносной породы, $\text{кг}/\text{м}^3$; h – глубина, м, на которой оценивается пластовое давление.

Градиент геостатического давления принимается равным средней плотности пород $2,3 \text{ г}/\text{см}^3$. Это означает, что на 1 м толщины пород прирост давления составляет $0,023 \text{ МПа}$. Геостатическое давление передается пластовым водам породами, а внутри породы – зернами (скелетом) горных пород. Ему противодействует пластовое давление жидкости, насыщающей породу. Эти давления уравновешивают друг друга, и система находится в состоянии равновесия.

На основе ранжирования активности гидропроцессов выделяются гидрогеологические типы инфильтрационных полигидротипов: наиболее крупные в синеклизы, грабенах и синклиналях; средние по запасам в наложенных впадинах; мелкие в эрозионных палеодолинах (табл. 4.1).

Зоны пластовых гидрохимических процессов чаще всего распространяются на крыльях краевых поднятий, сложенных водообильными породами, которые охватывают значительные площади и сопровождаются поверхностными, грунтовыми и трещинными гидродинамическими факторами (рис. 4.4). В редких случаях гидродинамические процессы могут распространяться в гидрогеологических объектах внутренних поднятий, сложенных первично пестроцветными толщами, в которые инфильтрационные воды поступают по глубоким разломным зонам дренирования.

Таблица 4.1

**Характеристики инфильтрационных гидрологических бассейнов
[20, 31, 39 и др.]**

Параметры бассейнов	Типы бассейнов	Бассейны молодых платформ, синеклизыах, грабенах, синклиналях	Бассейны эпиплатформенных наложенных впадин	Бассейны дифференцированных палеодолинах
Площади, кв. км		до 100 000	до 100	до 10
Генетические масштабы		Гигантские и очень крупные	Крупные и средние	Средние и мелкие
Параметры локализации:				
а) площади, кв. км		до 1000	10n	n – 0, n
б) протяженность, км		до 100	10n	n
в) протяженность локальных месторождений, км		до 100	10n	n
Примеры зон бассейнов		Скифская (Предкавказская)	Прикаспийская	Сибирь

Для большинства областей питания артезианских бассейнов характерно присутствие источников химических веществ в виде специализированных геологических формаций (гидрохимических и углеводородносных пород, массивов лейкогранитов, ареалов кислых эфузивов и др.). Вместе с тем накопление водорастворенных химических элементов может происходить и без наличия геохимически специализированных пород в областях питания подземных вод.

Гидрохимические концентрации в водах формируются в контрастных по проницаемости разрезах терригенных морских осадочных толщ, испытавших слабую литификацию начального катагенеза, при котором поры осадочных коллекторов не заполнены карбонатными, глинистыми и другими минералами, и породы становятся проницаемыми. Это объясняет подавляющее распространение инфильтрационных гидрохимических концентраций в водах именно в рыхлых толщах мезойзойского и кайнозойского возрастов. Вмещающими оказываются песчаные морские отложения, расположенные внутри водоупорных глинистых образований.

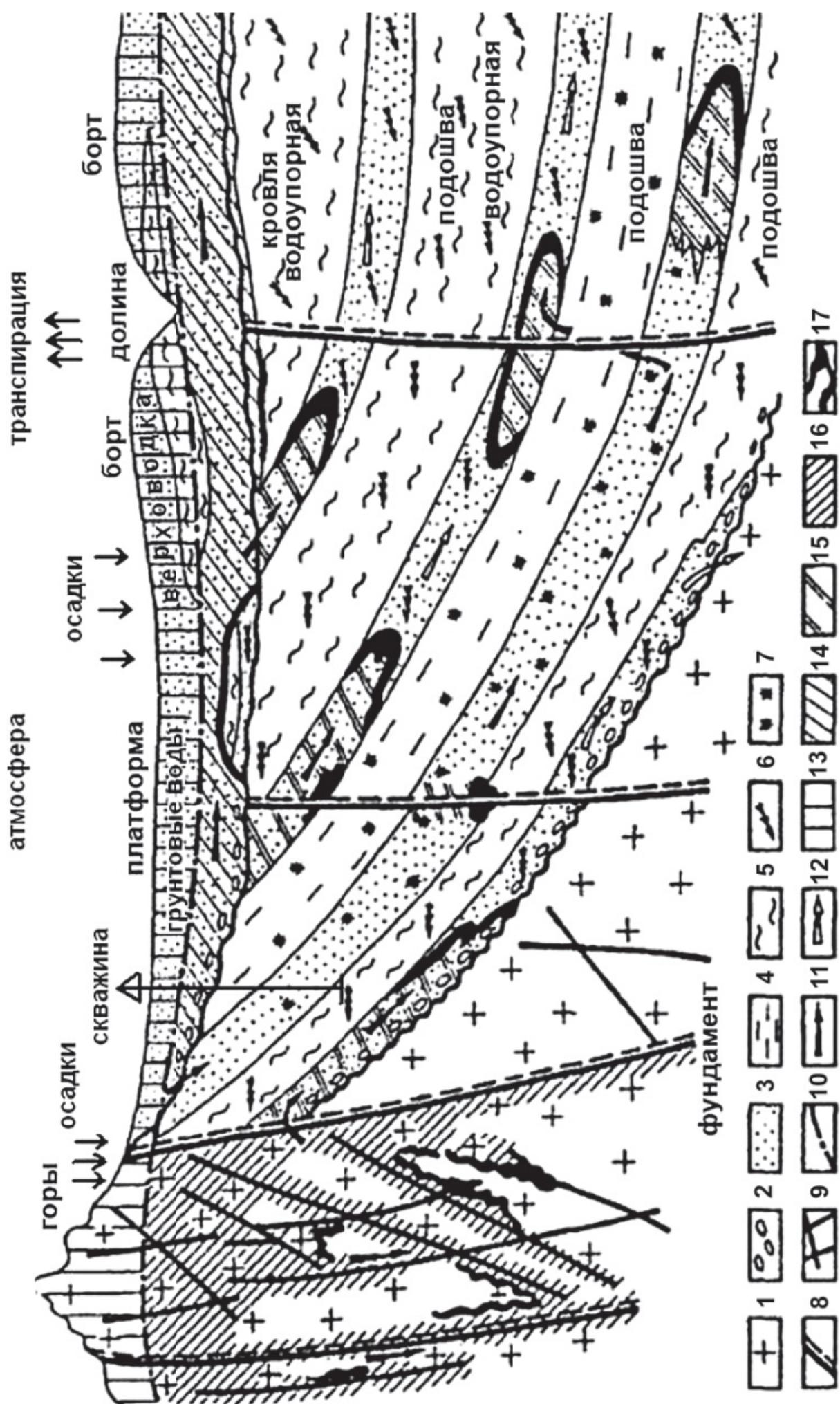


Рис. 4.4. Литолого-геохимическая модель гидрологического разреза бассейна (по Старостину В. П. и др.):
 1 – породы фундамента; 2 – галька и гравий; 3 – песок; 4 – алевролит; 5 – глина; 6 – пестроцветные породы; 7 – тектонические разломы; 8 – зоны трещиноватости; 10 – уровень грунтовых вод; 11–12 – направление движения подземных вод;
 11 – кислородных, 12 – бескислородных; 13–16 – зоны гидрохимической активности; 13 – поверхностного, 14 – грунтового,
 15 – порового пластового, 16 – трещинного; 17 – гидрохимические концентрации вод

В материнских незатронутых окислительно-восстановительными процессами водоносных породах формируются минерально-геохимические зоны (рис. 4.5). Основу зональности составляют изменения валентного состояния важнейших водорастворенных компонентов, по которым возможно отчетливо установить цвет, физические свойства воды и общие геохимические условия солевого образования вод, а также условия концентрации компонентов в водах. Устанавливаются следующие зоны:

- 1) нулевая эпигенетически неокисленных вод;
- 2) гидрохимического накопления, включающая подзоны:
 - 1а) ореола повышенных концентраций компонентов;
 - 1б) бедных компонентов («серых»);
 - 1в) богатых;
- 2а) разрушающих вод без окисления содержащихся компонентов;
- 2б) частичного окисления вод;
- 2в) неполного окисления;
- 2г) полного окисления подземных вод.

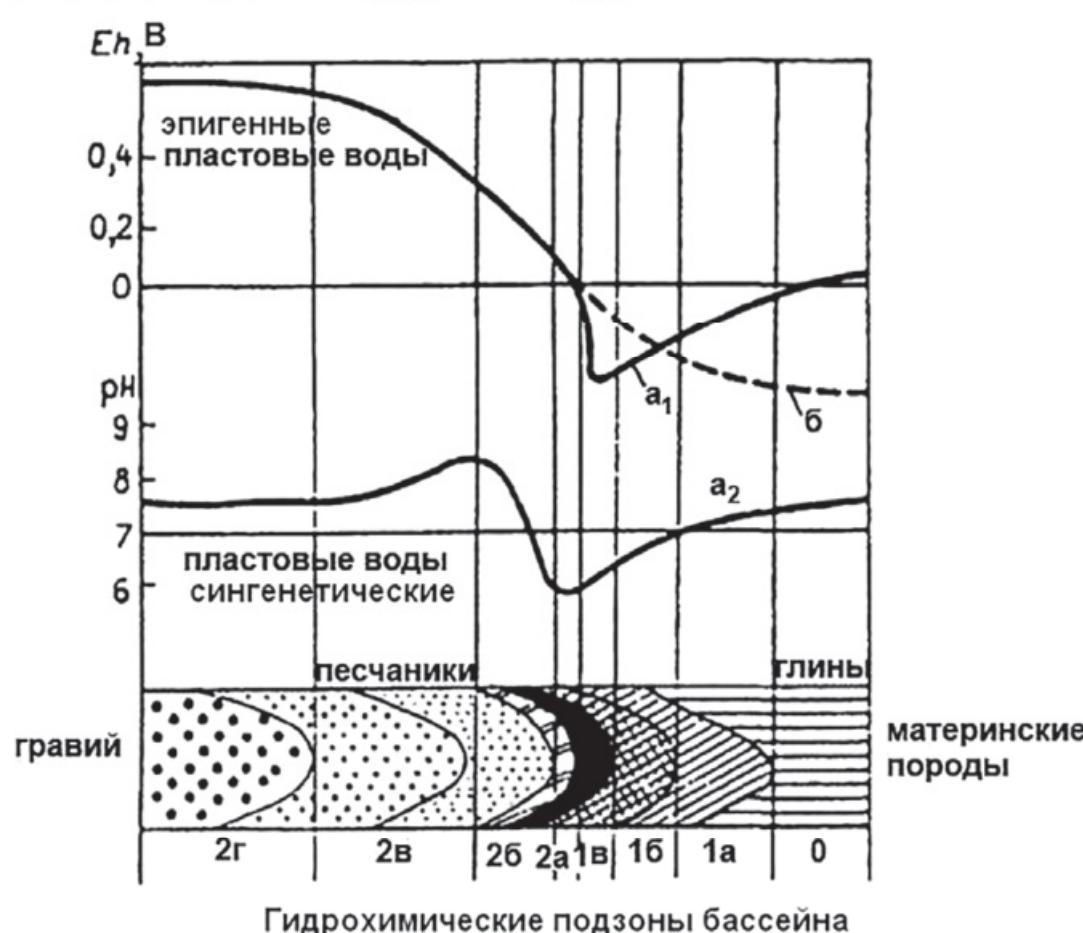


Рис. 4.5. Модель изменения величин Eh гидрогеологического бассейна

[36, 38, 40 и др.]:

а₁ – изменение Eh в породах с сингенетическими восстановителями; а₂ – породы с активным органическим веществом, б – то же с эпигенетическими восстановителями.

Подзоны: 0 – эпигенетически сохраненных вод; 1а – ореолы рассеяния, 1б – сингенетические пластовые воды, 1в – концентрированные воды, 2а – разрушающихся вод (выщелачивания), 2б – частичного окисления, 2в – неполного окисления, 2г – полного окисления

Изменения концентрации гидрохимических компонентов в подземных водах и твердой фазе пород указывают на их локальное растворение и переотложение. Аналогично ведут себя и другие водорастворенные разновалентные элементы.

Необходимым условием гидрохимических процессов является присутствие в пластовых водах восстановителей. Исследователи выделяют следующие геохимические разновидности восстановительных компонентов в гидро-геологических системах бассейнов:

- а) седиментно-диагенетическое органическое вещество;
- б) вторичные битумы или находящиеся в порах пород восстановительные газы (сероводород, водород);
- в) восходящие восстановительные термальные растворы.

Первая гидрохимическая разновидность водоносных гидросистем распространена в гидрогеологических бассейнах, в которых концентрации водорастворенных солей зависят от скоплений аутигенного органического вещества и определяются седиментационным латеральным распределением органического вещества. При этом солеобразование в водах может быть только при наличии определенных геохимических типов осадочных пород (табл. 4.2). В геохимических условиях, при которых не хватает органического вещества, осуществляется микробиальное продуцирование сильных восстановителей – сероводорода и водорода.

Геохимические условия второй гидрохимической разновидности водоносных гидросистем определяются поступлением восстановительных abiогенных компонентов по зонам тектонических разломов пород. При этом образуются сложные гидросолевые комплексы, локализованные на контакте крутопадающих проницаемых зон трещиноватости пород. Проявления вторичных компонентов в водах устанавливаются по их присутствию при дроблении пропитанных кислотой водоносных пород и интенсивной наложенной пиритизации первичных отложений.

Гидрохимические условия третьей разновидности гидросистем формируются восходящими восстановительными растворами контрастного состава, которые контролируются малоамплитудными конседиментационными разломами. Гидросолевые ассоциации имеют стадийные признаки эпигенного воздействия термальных восстановительных растворов на вмещающие породы.

Гидрогеологическая локализация инфильтрационных минеральных вод осуществляется в благоприятных стабильных гидродинамических условиях, что обуславливает дополнительную концентрацию эпигенных солевых компонентов (рис. 4.6).

Таблица 4.2

Модели литолого-химических типов осадочных пород гидрологических бассейнов [40, 42 и др.]

Литолого-геохимическая модель водоносных пород	Характеристика водовмещающих пород
Угольный (черноцветный)	Черный и темно-серый цвет, $C_{\text{opr}} > 1 \%$, наличие сульфидного аутигенного пирита
Детритовый	Обогащение растительными остатками C_{opr} до 1 %, часто преобладание сульфидного пирита
Сидеритовый	$C_{\text{opr}} 0 \%$, преобладает растворимый аутигенный сидерит
Карбонатный	Заметное количество растворенного закисного Fe, $C_{\text{opr}} 0 \%$, количество аутигенных кальцита и доломита 40 % и более
Глауконитовый	Пирит и углистое вещество отсутствуют, преобладают растворенные окислы металлов
Пестроцветный	$C_{\text{opr.}} 0 \%$, преобладание окисных форм металлов
Гематитовый	$C_{\text{opr}} 0 \%$, преобладают окисное растворенное Fe, аутигенные гидрогематит и гидрогетит
Безжелезистый	Содержание Fe $< 0,2 \%$, отсутствуют аутигенные минералы и органическое вещество

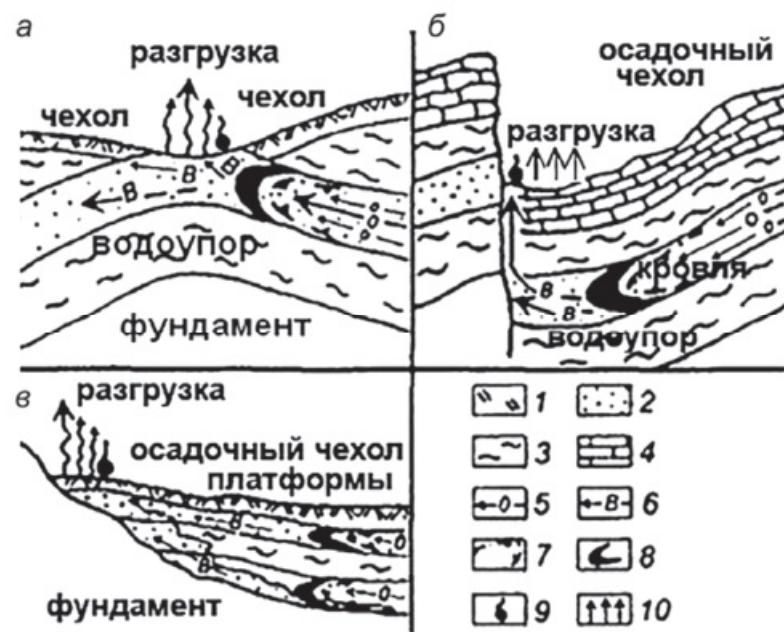


Рис. 4.6. Моделирование динамических очагов разгрузки (расхода) подземных вод гидрологических бассейнов:

а – очаг разгрузки в антиклинали; *б* – очаг разгрузки в структуре разлом-флексура; *в* – очаг разгрузки в краевой части артезианского бассейна элизионного типа;

1 – почвенно-растительный слой; 2 – водоносные песчаники; 3 – водоупорные глинистые толщи; 4 – водоупорные карбонатные породы; 5 – направление движения окислительных вод; 6 – направление движения восстановительных вод; 7 – зоны выклинивания пластового окисления; 8 – высококонцентрационные воды; 9 – источники; 10 – очаги площадной разгрузки подземных вод

В латеральном плане зоны разгрузки подземных вод это сложные ундуляционные слои, а в вертикальном разрезе – литологические линзы. В последних выделяются нижнее и верхнее крылья и активную часть, расположенную в наиболее проницаемой, обычно центральной части линзообразного горизонта. Часто линзы слагают многоярусные водоносные и сложные гидрологические зоны (рис. 4.6).

Классическая форма симметричных литологических линз характерна для пластов с эпигенетическими восстановителями, в которых при относительно равномерном распределении водных солей в фоновых горизонтах наибольшие концентрации растворенных минералов располагаются в центральных частях водоносных линз. За центральными частями линз распространяется так называемый гидрохимический хвост с постепенно убывающими концентрациями водорастворенных компонентов.

В эпидиагенетических литологических условиях могут формироваться неправильные по форме линзовидные тела, в которых максимальные минерализации вод пространственно тяготеют к участкам, максимально обогащенных органическим веществом. В приразломных литологических зонах формируются неправильно-линзовидные и обратно-линзовидные тела, в которых макси-

мальные концентрации солевых компонентов тяготеют к зонам контактов и разломов (рис. 4.7).

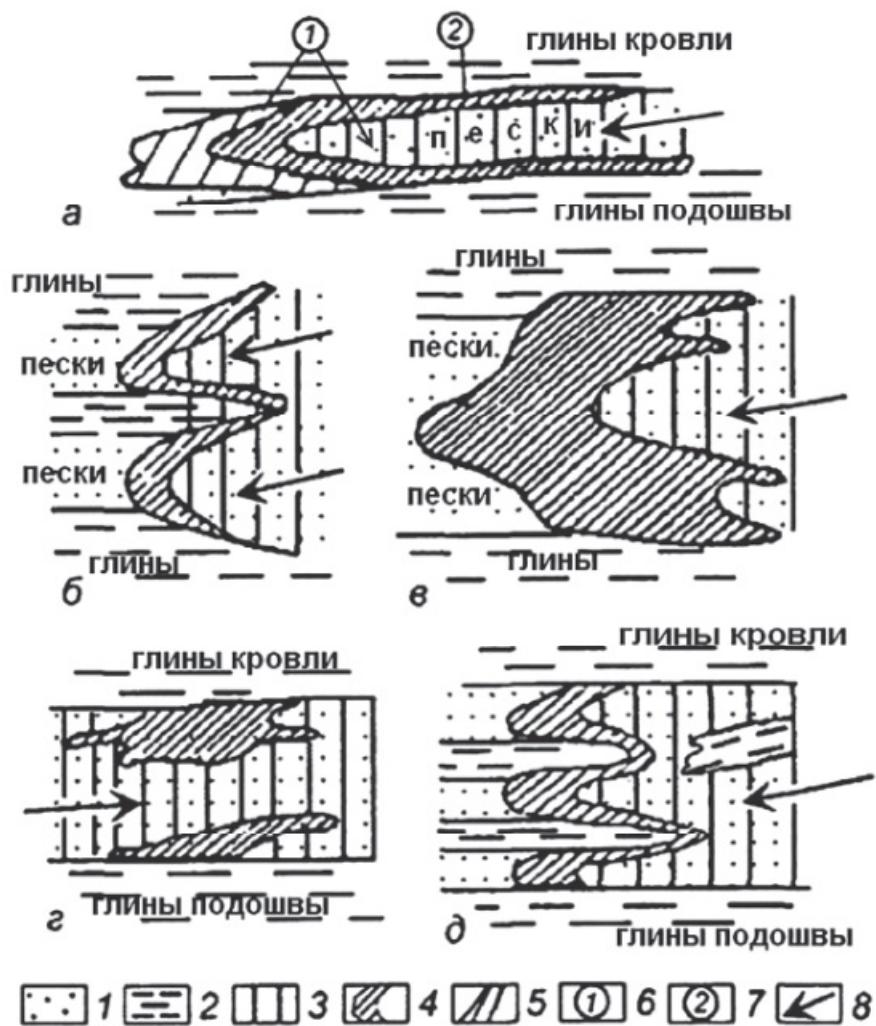


Рис. 4.7. Модели геоморфологического строения гидрологических линз:
 а – простого строения; б – сдвоенный; в – с-образный; г – разорванный; д – многоярусный;
 1 – водопроницаемые пески и песчаники; 2 – водоупорные глины и алевролиты;
 3 – осадочные породы; 4 – высокие концентрации вод; 5 – ореол повышенных концентраций
 вод; 6 – крылья линзы; 7 – мешковая (центральная) часть линзы; 8 – направление
 фильтрации пластовых вод

Геоморфология гидрологических объектов определяется распределением проницаемости пород и скорости фильтрации вод, распределением минерализации вод, условиями закрытости и сохранности пластов. При разведке подземных вод существенное влияние на освоении объектов оказывают заданные кондиции. В проектах разработки минеральных вод способом подземной откачки в контур водоносных месторождений не включаются интервалы, в которых концентрации полезных ископаемых компонентов находятся в непроницаемых породах.

Инфильтрационные зоны объединяются в единую гидрологическую формуацию эпигенетических вод. Они включает три субформации: в песчаниках чехла активизированных молодых платформ; воды в бассейнах межгорных впадин; воды в эрозионных палеодолинах.

4.3. Элизионные гидрогеологические бассейны

Элизионные (лат. *elision* – выжимание) гидрогеологические бассейны объединяют стратиформные водоносные системы и объекты, генетическая природа которых дискуссионна. В литературе их синонимами называют стратиформные, гидрогенно-эксфильтрационные и экзогенно-гидротермальные.

Формирование солевых комплексов в элизионных системах напора вод создается за счет:

1) выжимания вод из пород, а также перетока их в коллекторы в процессе осадконакопления без притока извне (молодые системы);

2) уплотнения самих коллекторов;

3) избыточного количества жидкости при дегидратации. Поэтому среди элизионных систем выделяют геостатические, геодинамические и термодегидратационные водонапорные системы.

Элизионная геостатическая (или литостатическая) водонапорная система возникает при отжатии вод в породы-коллекторы (рис. 4.8).

Пластовое давление в элизионной системе определяется по зависимости:

$$P_{\text{пл}} = (H \rho + \Delta P) g,$$

где H – высота, пьезометрический напор, м; ρ – плотность жидкости, $\text{кг}/\text{м}^3$; ΔP – приращение давления, МПа; g – ускорение свободного падения, $\text{м}/\text{с}^2$.



Рис. 4.8. Модель элизионного гидрогеологического бассейна:

1 – породы-коллекторы; 2 – уплотняющиеся глины и глинистые породы; 3 – направление движения пластовых вод; 4 – пьезометрический уровень; области: I и I' – питания и напора, II и II' – открытой и скрытой разгрузки

Необходимым условием для формирования элизионных систем является наличие избыточного количества жидкости $Q_{\text{изб}}$. Избыточное давление зависит от высоты системы, разности плотностей воды.

Для элизионных эксфильтрационных бассейнов характерно расположение инверсионных гидрологических объектов в локальных антиклиналях, осевых зонах флексур, в зонах эрозионно-стратиграфических несогласий, которые служат очагами разгрузки вод и ловушками восходящих глубинных флюидов или растворов, а также линзовидная жильная форма литологических пород и горизонтов пластовых вод.

Депрессионные зоны земной коры, в которых накапливались мощные комплексы водоносных осадочных пород, называются гидрологическими и осадочно-породными бассейнами. Они имеют различное геотектоническое строение и представляют собой тектонические синеклизы.

В зонах интенсивного катагенеза на глубинах более двух километров из рассеянного органического вещества и глин помимо водных растворов генерируются разнообразные газы (углекислый, водород, сероводород, углеводороды) (рис. 4.9).

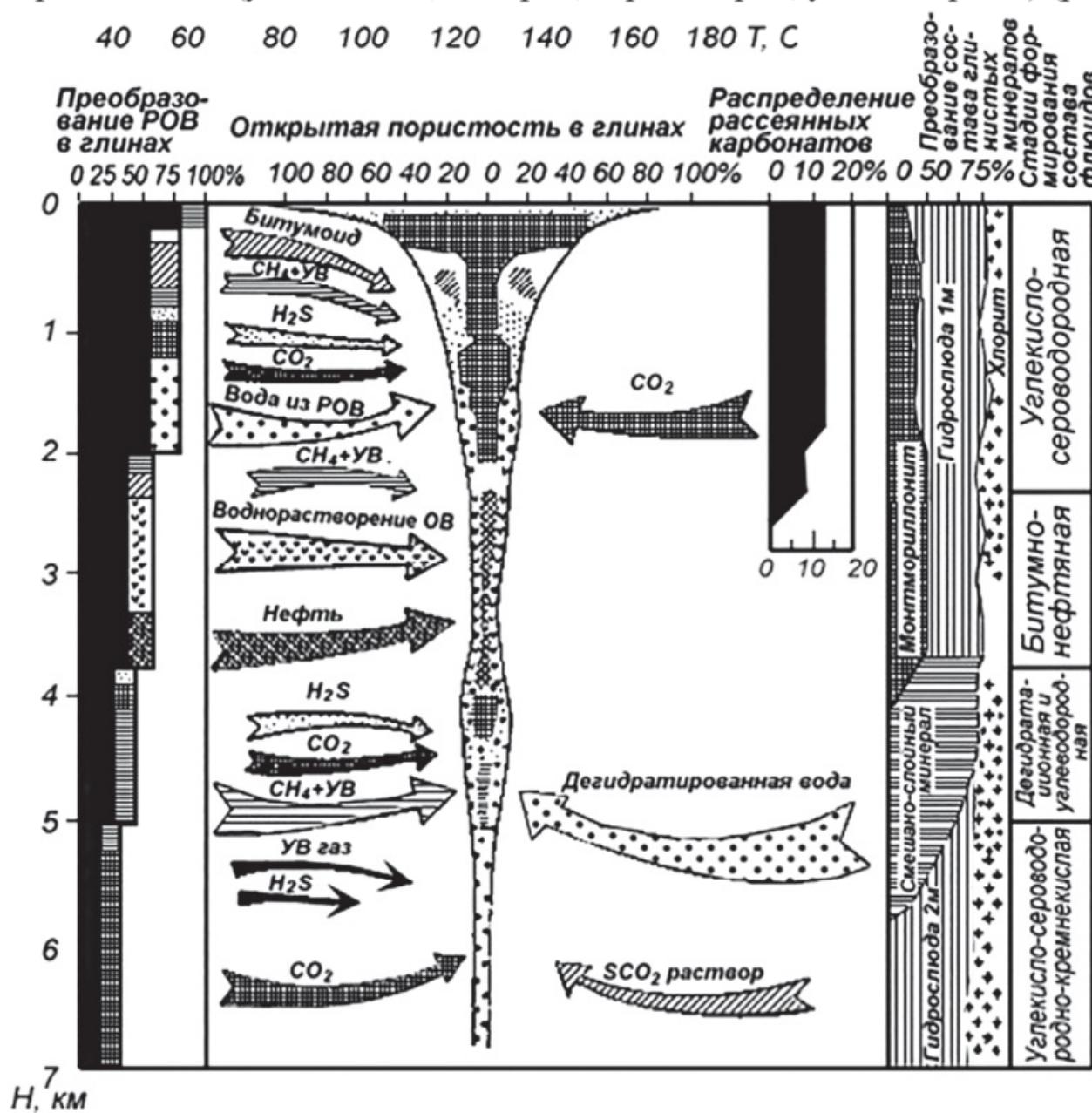


Рис. 4.9. Модель преобразования осадочных пород и рассеянного органического вещества (РОВ) в катагенезе гидрологических бассейнов
(по Н. В. Холодову, Н. Б. Вассоевичу и др.)

В практике геологоразведочных работ породы с высокой поровой емкостью и проницаемостью называют коллекторами. В элизионных системах поры заполняются минералами и породы могут потерять свои фильтрационные способности. Выделяются фильтрационные типы неоднородностей пород:

- 1) литолого-фациальный;
- 2) литификационный;
- 3) тектонический.

В элизионных геологических телах наиболее широко распространен первый и второй типы фильтрационных пород (табл. 4.3).

Т а б л и ц а 4.3

Гидрохимическое моделирование выщелачивания пород элизионными рассолами (по Д. Я. Горжевскому и др.)

Состав исходных экстрагирующих растворов	Концен-трация, г/л	Твердая фаза пород, содержание в ней компонентов	Содержание в отжатом поровом растворе, мг/кг		
			Pb	Zn	Cu
NaCl	250	Морской осадок (Каспий)	1,2/4	1,7/9	1,0/3
	150	Pb = 13; Zn = 154;	0,3/0,4	0,4/2	0,6/1
	50	Cu = 33 Ж:Тв = 1:5	0,1/0,2	0,2/0,4	0,3/0,5
NaCl		Кембрийская морская глина	0,4/1	1,4/3	1,0/1
CaCl ₂	250	Pb = 13; Zn = 82	1,3/3	1,4/3	1,0/1
KCl		Cu = 36 Ж:Тв = 1:5	0,5/3	1,3/2	1,8/2

Пористость водоносных пород обусловлена их диагенетическими (литолого-фациальными) условиями. Первичная пористость характерна для рифовых известняков или хорошо сортированных песчаников. Вторичная пористость связана с условиями выщелачивания уплотненных малопроницаемых карбонатных пород или доломитизированных (литификационных) известняков.

Минеральный состав эпигенетических образований солей подтверждает моделирование геохимических типов элизионных подземных вод (табл. 4.4).

Т а б л и ц а 4.4

Моделирование состава элизионных подземных вод

Модели вторичных эпигенетических новообразований минералов	Модели состава элизионных подземных вод
Новообразованные сульфаты, фосфаты, карбонаты	Сильнокислые pH<3, сульфатные воды с высокими содержаниями солевых компонентов и минерализации
Кальцитовый цемент песчаников	Жесткие близнейтральные карбонатные воды
Развитие сидерита, пестрая окраска пород	Минерализованные, слабокислые, бескислородные гидрокарбонатные воды
Регенерационный кварц	Кислые сульфатно-карбонатные кальциевые
Галит, битумы, регенерационные полевые шпаты	Кислые сульфатно-хлоридные бескислородные
Хлорит-цеолитовая ассоциация	Нейтральные хлоридные и карбонатно-натровые
Новообразования карбонатов, пиритизация	Минерализованные, бескислородные, хлоридные, сульфатные с азотом и сероводородом
Кальцитизация, отложения серы	Рассольные, сульфатно-хлоридные воды с сероводородом
Доломитизация известняков	Щелочные хлоридные рассолы

Вторичные эпигенные минеральные ассоциации образовываются в результате внедрения элизионных потоков вод во вторичную реакционную водоносную среду.

Примером первого типа пород может служить кристаллизация вторичных минералов при взаимодействии хлоридных элизионных рассолов с трещиноватыми доломитами по схеме гидрохимической реакции замещения:



Геологические элизионные литологические структуры проницаемых геологических пород внутри экранирующих толщ, получили названия литологических ловушек (рис. 4.10).

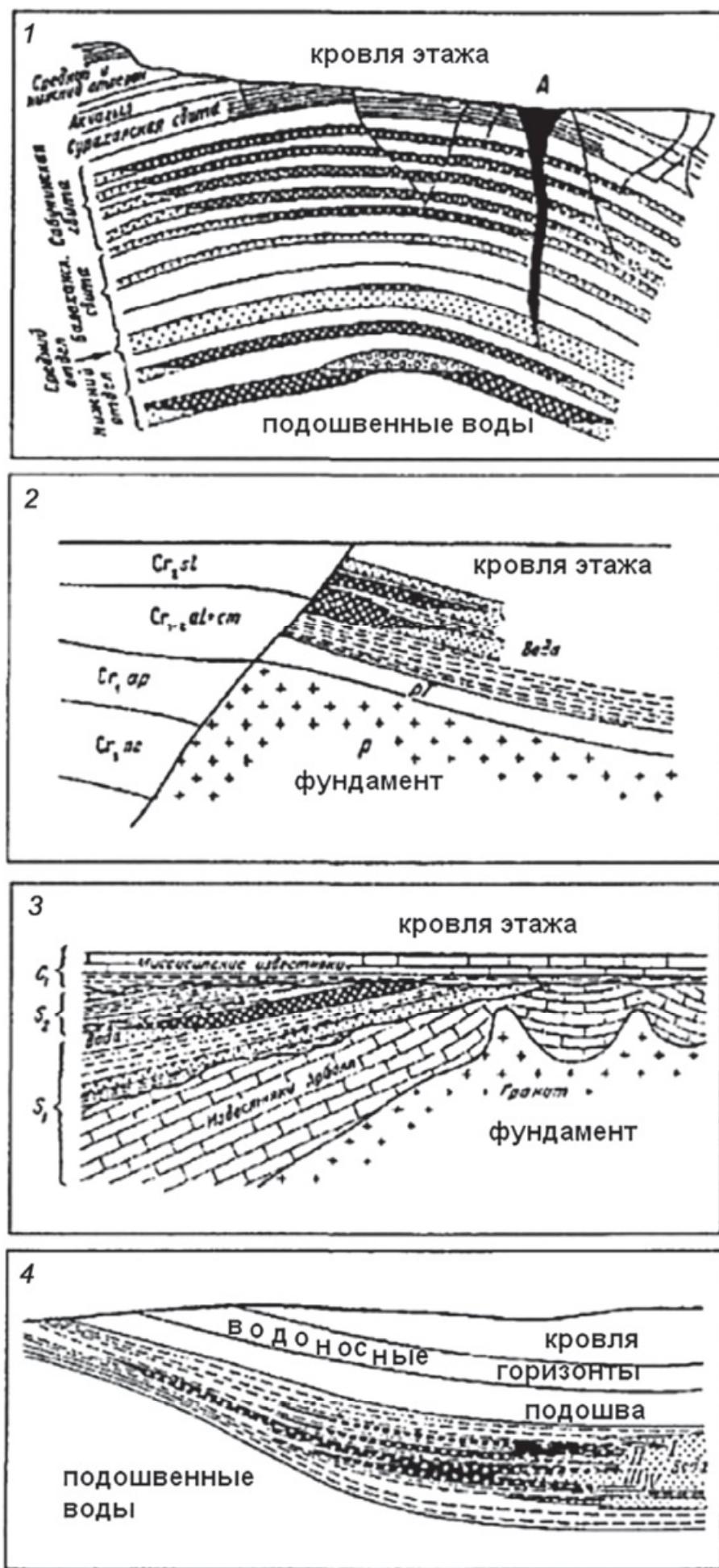


Рис. 4.10 (начало). Гидрогеологические модели структурного строения водоносных горизонтов (по материалам И. О. Брова и др.).

Пластовые: 1 – сводовые залежи вод (A – грязевой вулкан); 2 – тектонически экранированные залежи вод; 3 – стратиграфически экранированные залежи вод;
4 – литологически экранированные залежи вод

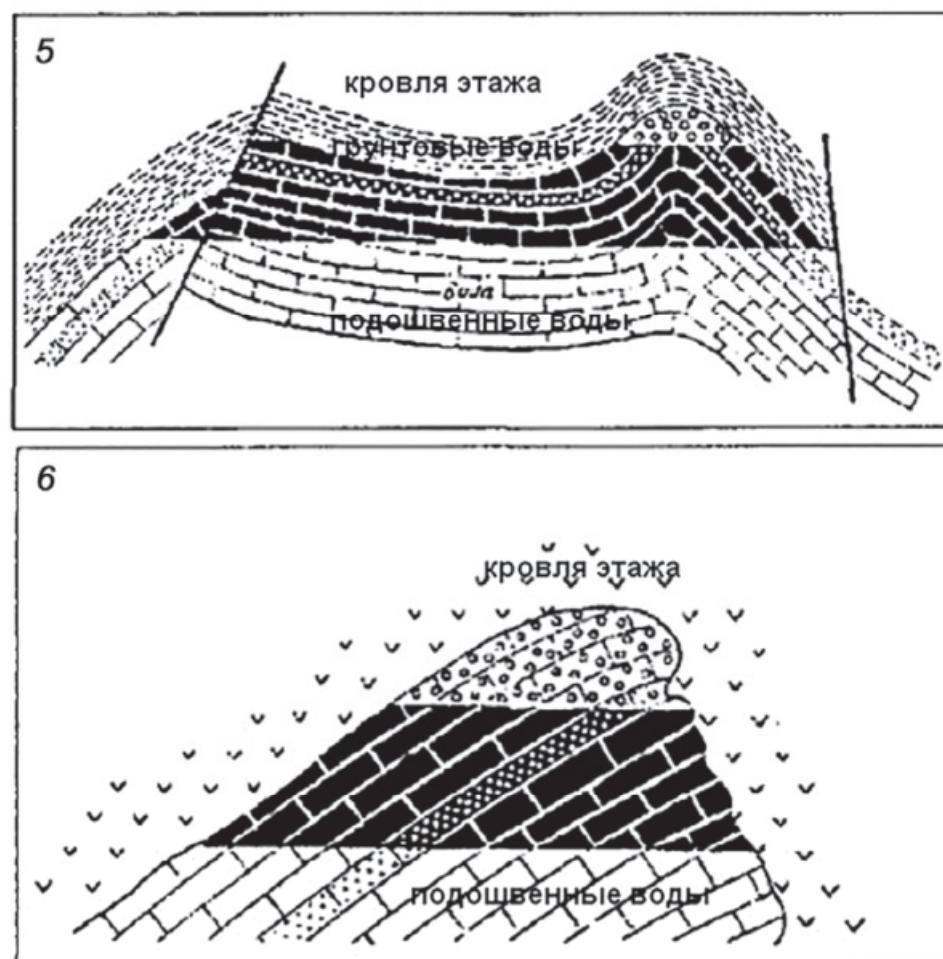


Рис. 4.10 (окончание). Гидрологические модели структурного строения водоносных горизонтов (по материалам И. О. Брова и др.).

Массивные: 5 – залежи вод структурного выступа; 6 – залежи вод рифовых выступов

Формирование локальных зон сверхвысокого внутрипластового давления пластовых вод требует сочетания ряда условий:

- большая мощности вышележащих литологических толщ, которые обусловливают высокие геостатические нагрузки;
- разуплотнение водоносных пород в результате геохимического преобразования минералов пород;
- гидроразрывов пластов;
- процессы тектонических подвижек;
- поступления вод в ловушки из глубинных пластов по разломам.

Генезис элизионных подземных вод относительно дискуссионный. Многие исследователи связывают их образование с глубинными мантийными источниками растворов. Другие обосновывают осадочно-миграционные гипотезы.

Миграция элизионных минерализованных растворов осуществляется вследствие перепада либо литостатического, либо гидростатического давления.

Скорости перемещения элизионных растворов в осадочных толщах оцениваются от сотых долей см до первых сантиметров в год. Помимо перепада напоров они определяются проницаемостью пород и вязкостью жидкостей. Динамика формирования подземных вод в элизионных системах должна учиты-

вать не только процессы фильтрации, но и диффузионный массообмен. Дальность перемещения элизионных растворов от мест их образования к местам накопления в ловушках трудно рассчитать. Для углеводородов существуют оценки миграции, которые составляют от десятков – первых сотен метров до 250 км [36, 40 и др.].

4.4. Гидрогеологические бассейны Арктики

В Арктике формируются зоны вечной мерзлоты, или криолитозоны – это зоны, в которых горные породы находятся постоянно или длительное время в мерзлом состоянии на значительной глубине и имеют круглогодичные отрицательные температуры (рис. 4.11) [25, 30 и др.].



Рис. 4.11. Генетическая модель Арктического гидрогеологического бассейна криолитозоны (по материалам Н. Н. Романовского и др.):

I – плейстоценовые водонасыщенные пески; II – верхнеголоценовые мерзлые толщи;
 1 – преимущественно песчаные водоносные породы; 2 – глинистые слабопроницаемые; 3 – породы фундамента; 4 – слой сезонного промерзания: (а) – многолетнемерзлые породы (ММП), (б) – граница их распространения; 5 – охлажденные породы с криогалинными породами и граница их распространения; 6 – граница между разновозрастными водовмещающими ММП



Рис. 4.12. Гидрологическая модель зональности ВМП бассейнов криозоны Арктики [https://studopedia.ru и др]: I – сплошная зона ВМП; II – зона с таликами; III – локальные зоны мерзлоты

Согласно классификации Н. И. Толстикова и др., воды криолитозоны подразделяются на: надмерзлотные, межмерзлотные, внутримерзлотные, подмерзлотные и воды сквозных таликов (рис. 4.12, 4.13).

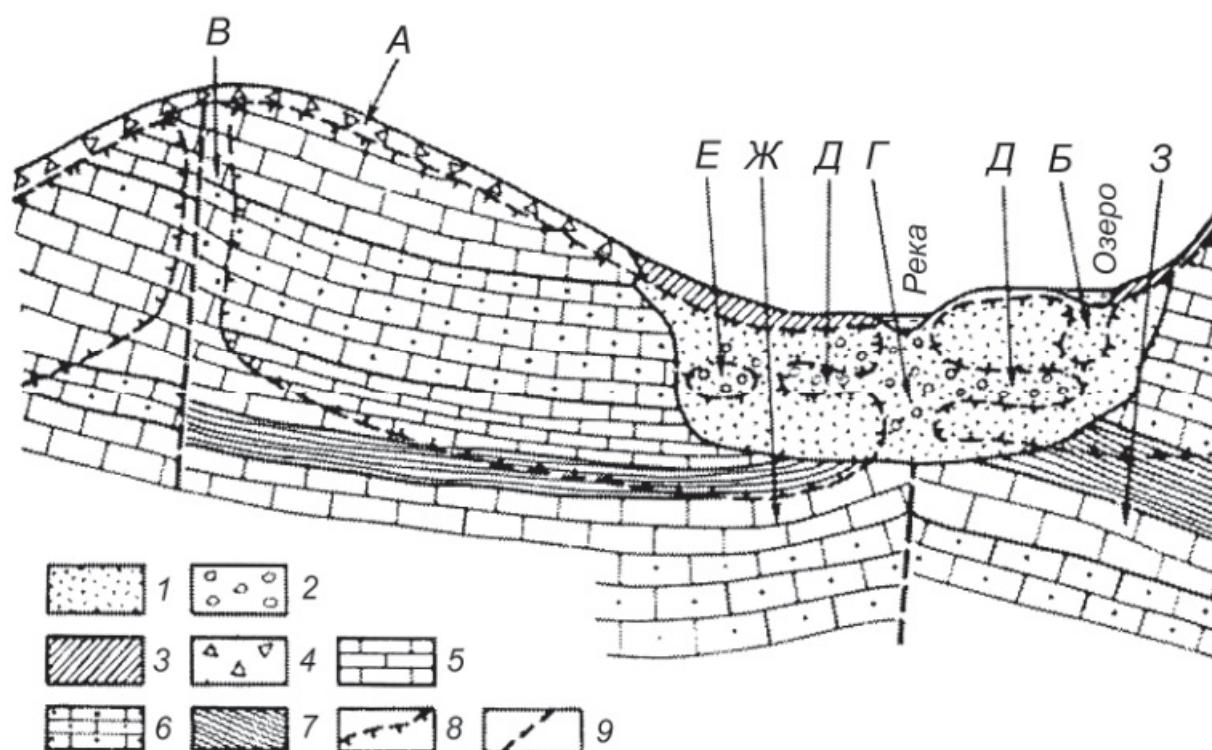


Рис. 4.13. Гидрологическое моделирование соотношения подземных вод и мерзлых толщ Арктики

(по материалам Б. И. Писарского, Н. Н. Романовского и др.):
 1 – пески; 2 – гравийно-галечные отложения; 3 – суглинки; 4 – щебень и дресва;
 5 – известняки; 6 – песчаники; 7 – сланцы; 8 – граница ВМП; 9 – тектонические
 нарушения; воды: А – надмерзлотные деятельного слоя; Б – несквозного подзерного талика;
 В – сквозного питающего тектонического талика; Г – сквозного подруслового талика;
 Д – межмерзлотные; Е – внутримерзлотные; Ж – подмерзлотные контактирующие
 напорные; З – неконтактирующие подмерзлотные ненапорные

4.5. Гидрогеологические бассейны областей вулканизма

Гидрогеологические структуры вулканизма формируются преимущественно в складчатых активных геологических областях, сложенных вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами, выделяются в виде вулканогенных массивов. Это в основном районы современной и неоген-четвертичной вулканической деятельности с поверхности вулканогенных пород. В районах современного вулканизма подземные воды образуют водоносные системы со специфическими гидрогеологическими особенностями. К ним относятся горячие (термальные) воды, паровые струи, пароводяные смеси (парогидротермы). Они располагаются в активных складчатых зонах – на Курилах, Камчатке, в Исландии, Италии, США, Японии, Новой Зеландии. Одна из форм проявления гидротермальной деятельности связана с образованием гейзеров и горячих источников, периодически выбрасывающих воду и пар. Гейзерный процесс возникает при смешении в проводящем канале эндогенного пара и инфильтрационной воды. В результате выделения энергии перегрева воды происходят взрыв и выброс пара. Свое название гейзеры получили от района Гейзер в Исландии. На Камчатке широко известна Долина гейзеров, где действуют 12 крупных гейзеров, в том числе Великан, высота столба воды которого достигает 40 м. В Йеллоустонском национальном парке США насчитывается более 200 гейзеров, наиболее крупные из них Старый Служака, Великанша, Великан. В Новой Зеландии высота воды гейзера Вайманг достигает несколько сотен метров (А. А. Карцев и др.).

Другое проявление гидротермальной деятельности – фумаролы – выходы горячего вулканического газа и водяного пара в виде струй или спокойно парящих масс, поступающих из трещин и каналов на поверхности вулкана или из застывших лавовых покровов. Водяной пар преобладает над другими газами. Примером широкого развития фумарол является Долина десяти тысяч дымов на Аляске. В районах современного вулканизма известно много термальных источников с температурой воды до 200 °С (Курилы, Япония, Новая Зеландия).

4.6. Субмаринные гидрогеологические бассейны

Условия залегания субмаринных подземных вод под морями и океанами исследуют сотрудники океанологических экспедиций, использующих морские суда и самоходные подводные аппараты. Данные о субмаринных водах получают при бурении скважин на шельфе при поисках залежей нефти и газа, при изучении минеральных ресурсов дна морей и океанов, субмаринных гидротермальных источников.

Условия залегания подземных вод в пределах прибрежно-шельфовых областей практически такие же, как в пределах суши, поскольку водоносные породы, погруженные под дно моря, в большинстве случаев гидравлически связаны с субаэральной частью. Это отмечается в Каспийском, Черноморском и Балтийском морских бассейнах. В аквальных частях морских бассейнов развиты пластовые, трещинно-карстовые, карстово-жильные воды. Разгрузка их осуществляется в виде субмаринных источников при дренировании пластовых водоносных горизонтов, а также карбонатных закарстованных пород. В первом случае субмаринные источники малодебитны, во втором их дебиты достигают $50 \text{ м}^3/\text{сутки}$ (субмаринные карстовые источники Ливана). Большое число субмаринных карстовых источников находится у Черноморского побережья Кавказа в районе Гагры и Гудаута, у берегов Адриатики (рис. 4.14).

Условия залегания вод в глубоких океанических котловинах и прогибах определяются их строением и составом слагающих пород. В разрезе океана выделяют три слоя:

- 1) верхний, состоящий из чередующихся рыхлых глинистых, кремнистых, карбонатных осадков общей мощностью до 1 км; здесь распространены иловые воды;
- 2) средний, представленный прослойми базальтовых лав, консолидированных глинистых, кремнистых, карбонатных или песчаных отложений мощностью до 1 км, где распространены порово-трещинные, трещинно-поровые воды;
- 3) фундамент – базальтовый слой с трещинно-жильными и трещинными водами.

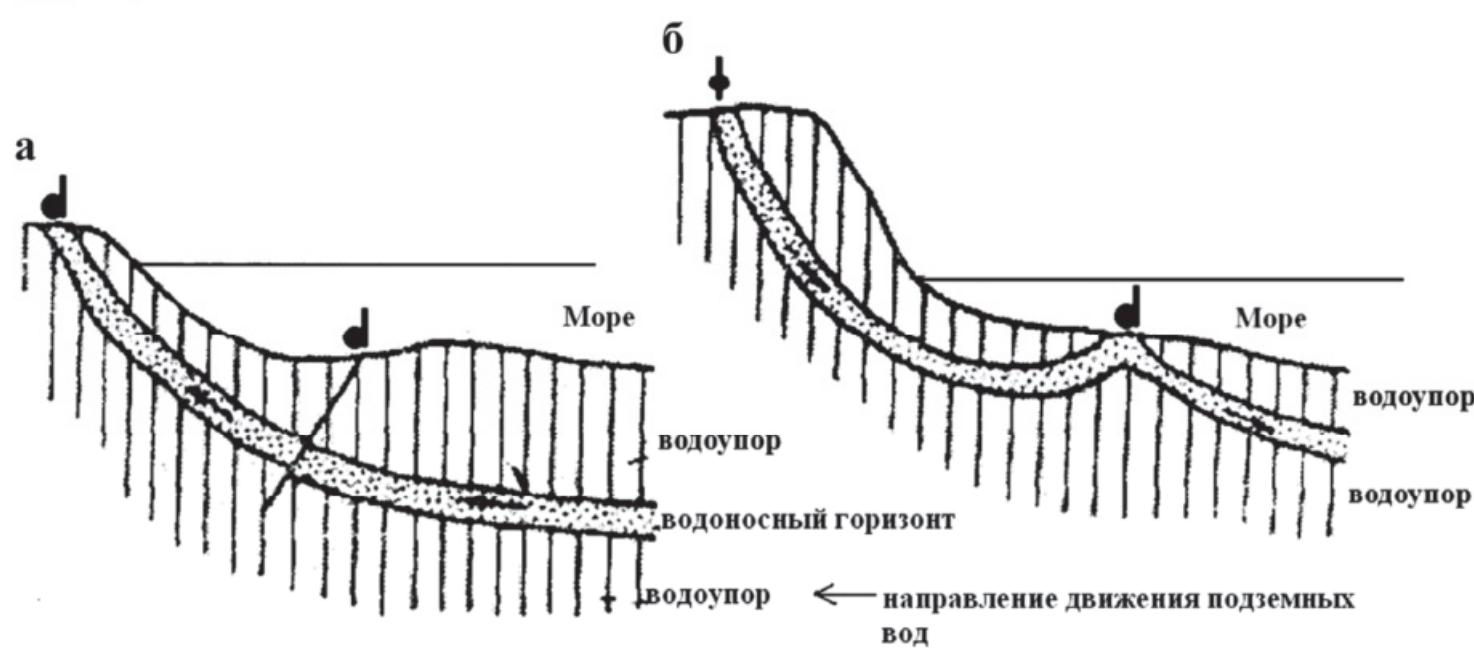


Рис. 4.14. Гидрогеологическая модель формирования субмаринных природных водонапорных бассейнов (40 и др.): *а* – элизионная; *б* – инфильтрационная,

– гидротермальная деятельность, – разломы в морском дне

С глубоководными океаническими желобами и срединно-оceanическими рифтами связаны процессы вулканической гидротермальной деятельности, которые сопровождаются субмаринным выходом парогидротерм.

Ученые из Германии обнаружили на дне Атлантического океана в районе Новой Зеландии самую горячую воду на планете. Температура воды гидротермального источника составила 407°C , а при выбросе ее над поверхностью – 404°C . Компьютерное моделирование позволило предположить, что вода в сверхкритическом состоянии находится под давлением $3,0 \cdot 10^4$ кПа, проходит по трещинам в морском дне и нагревается от магмы (40,53 и др.).

Гидротермальные источники обнаружены в пределах Восточно-Тихоокеанского поднятия. В зависимости от состава гидротермальных образований и характера вод гидропаротермы подразделяются на черные (350°C) «курильщики» и белые ($32\text{--}330^{\circ}\text{C}$). По форме черные «курильщики» напоминают печные трубы, из которых со скоростью до 5 м/с выделяются клубы термальных вод и газов, насыщенных твердыми частицами, что послужило основанием для их необычного названия. Вырываясь на поверхность морского дна, воды вымывают различные элементы горных пород – золото, медь, железо, марганец, сульфиды и др., которые, оседая, окрашивают воду и камни в черные цвета, из-за чего они получили название черных «курильщиков» [53 и др.]

Пробы, отобранные непосредственно вблизи «курильщиков», показали, что твердые частицы черного цвета представлены гексагональными пластинками пирротина, пирита, сфалерита, медь- и железосодержащими сульфидами.

Белые «курильщики» – фонтаны осветленных гидротермальных вод, не насыщенных рудными компонентами. Поскольку их температура значительно ниже, они не так агрессивны по отношению к породам океанической коры, как горячие гидротермы. Твердые частицы белого цвета, выделяющиеся у белых «курильщиков», состоят из пирита, розеток барита и аморфного кремнезема. По мнению исследователей (Ю. А. Богданов, А. П. Лисицын и др.), парогидротермы являются вадозными. Они возникают при взаимодействии океанских вод с породами коры, хотя не исключается присутствие ювенильных вод в составе источников.

Белые «курильщики» создают трубовидные постройки, сложенные рыхлым, пористым материалом. Вокруг них обитают червеподобные существа, по строению близкие к полихетам. Эти животные могут вылезать и возвращаться в трубы, в которых они обитают.

ГЛАВА 5. ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ БАССЕЙНЫ РОССИИ

Подземные воды отражают и фиксируют все этапы формирования геологических регионов в результате комплексного исторического развития и динамики осадочно-тектонического плана гидрогеологических бассейнов и гидросфера Земли в целом. Изучение гидрогеологии водоносных бассейнов является составным элементом общего геологического изучения Земли и ее регионов (табл. 5.1, рис. 5.1, 5.12 и др.).

5.1. Русский (Московский) гидрогеологический бассейн

Гидрогеологический бассейн Русской платформы охватывает европейскую часть России, площадь его составляет около 2,8 млн км². В пределах бассейна подземные воды приурочены к впадинам в складчатом докембрийском фундаменте, а также к платформенным прогибам. В пределах впадин мощность зоны распространения подземных вод составляет 1500–3000 м, достигая иногда 5000 м. Основные ресурсы минерализованных вод сосредоточены в глубоких частях Московского гидрогеологического бассейна и приурочены к толщам карбонатных и терригенных осадочных отложений главным образом палеозойского возраста.

В толще осадочного чехла Русского бассейна выделяются четыре гидрогеологических структурных этажа, отражающих главные этапы перестройки тектонического плана этого региона (табл. 5.1). Наиболее перспективные для практического использования подземные воды связаны с терригенными комплексами нижнего карбона – верхнего и среднего девона, характеризующимися устойчивой и высокой водообильностью. С увеличением глубины залегания осадочных отложений их водопроницаемость и водообильность уменьшаются.

В пределах бассейна среди подземных вод преобладают рассолы с минерализацией 35–430 г/л, характеризующиеся хлоридно-кальциево-натриевым составом при минерализации до 330 г/л и хлоридно-натриево-кальциевым составом при минерализации выше 330 г/л. Геохимическая среда их распространения определяется величинами Eh от +1,00 до –150 мВ и pH от 4,0 до 7,5.

Московский гидрогеологический бассейн охватывает обширную территорию в центральной и северной частях Русской платформы. Он граничит с Балтийским щитом, Прибалтийским бассейном, Белорусской и Воронежской антеклизами, Волго-Камским бассейнами. Основным структурным элементом бассейна является Московская синеклиза, ось которой протягивается с запада на восток, от Вязьмы на Ярославль и Галич. Западный борт Московской синеклизы ограничен Балтийским щитом. На юго-западе в бассейн переходит в Прикаспийскую синеклизу. Восточная граница Московского бассейна ограничена Волго-Камским бассейном.

Таблица 5.1

Модель гидростратиграфии Русского гидрологического бассейна

Гидрогеологический номер системы	Стратиграфическое время образования (индекс)	Распространение	Состав пород	Мощность гидро-геологической системы
I	Начальный этап PR_3	В узких прогибах, разобщающих блоки фундамента	Терригенные	До 1000 и более
II	$P\Sigma - D_1$	Во впадинах (северо-западная часть Русской платформы)	Терригенные ($P\Sigma_1, \Sigma_{1-2}$), карбонатные (P-S), терригенные (D_1)	<1500
III	$D_2 - T_2$	Практически повсеместно	Терригенные, карбонатные	До 1500–3000
IV	$T_2 - Q$	В максимальных погружениях	Песчано-глинистые, реже карбонатные	До 1500

В гидрогеологическом строении Московского бассейна выделяются два структурных этажа. Нижний этаж представляет собой складчатое основание (фундамент), сложенное сильно дислоцированными кристаллическими породами (главным образом гнейсами) архейского и протерозойского возраста. Верхний структурный этаж – осадочный платформенный чехол – представлен отложениями позднего докембрия (рифейским и вендским комплексами), кембрия, ордовика, девона, карбона, перми, триаса, юры, мела, палеогена, четвертичной системы.

Кровля кристаллического фундамента залегает на разных глубинах. На склонах Балтийского и Воронежского щита она находится на глубинах до 1000 м; в центральной части Московской синеклизы глубина залегания кровли кристаллического фундамента изменяется от 1500 м в районе Москвы до 4000 м в районе Ярославля.

Мощная толща осадочных отложений включает серию водоносных горизонтов и комплексов каменноугольных, девонских, ордовикских, кембрийских, вендских и рифейских отложений. Воды верхних водоносных горизонтов на глубинах 300–500 м являются слабоминерализованными.

Каменноугольные водоносные отложения повсеместно распространены на территории Московского гидрогеологического бассейна и представлены всеми тремя отделами. Эти отложения, мощность которых достигает нескольких сотен метров, состоят из прибрежно-морских и морских преимущественно карбонатных осадков (известняков, доломитов, мергелей); подчиненную роль в разрезе карбона играют алевролиты, песчаники, пески и глины.

В каменноугольных отложениях выделяется большое число водоносных горизонтов и водоупоров, которым свойственны общие закономерности, определяющие условия залегания, изменение мощности, водообильности, распределение пьезометрических напоров и химического состава подземных вод. Эти закономерности обусловлены геолого-структурными особенностями территории. По мере продвижения от бортовых частей к оси Московского бассейна наблюдаются: 1) погружение водоносных комплексов и горизонтов под более молодые отложения; 2) увеличение глубин залегания водоносных горизонтов и комплексов; 3) увеличение пьезометрических напоров подземных вод; 4) уменьшение водообильности за счет уменьшения трещиноватости и снижения пористости пород; 5) увеличение минерализации подземных вод и изменение их химического состава от гидрокарбонатно-кальциевых до хлоридно-натриевых.

Таблица 5.2

Цифровая гидрохимическая модель подземных вод каменноугольного комплекса Московского бассейна

Район опробования	Глубина опробования, м	Общая минерализация, г/л
Селище	900	229
Монбас	1001	231
Яренск	1282	194
Коряжма	830	234
Сысола	1380	226
Бобровское	732	253

В западном направлении глубина залегания водоносных каменноугольных отложений уменьшается и приуроченные к ним подземные воды характеризуются сравнительно невысокой минерализацией и преобладанием в составе, наряду с хлоридами, также сульфатов и гидрокарбонатов.

Водообильность каменноугольных отложений существенно меняется в зависимости от места их нахождения и глубины залегания. В периферийных частях Московской синеклизы, где каменноугольные отложения залегают на глубинах 100–300 м, удельные дебиты скважин составляют $0,5\text{--}5,0 \text{ л} \cdot \text{с}^{-1} \cdot \text{м}^{-1}$. В центральной части синеклизы, где глубины залегания каменноугольных отложений возрастают до 500–800 м и более, водообильность их резко снижается.

Девонские водоносные отложения распространены на всей территории Московского артезианского бассейна; они отсутствуют лишь на севере в районе Онежская губа – Сыктывкар – Чешская губа. Девонские породы представлены средним (живетский ярус) и верхним (франский и фаменский ярусы) отделами, сложенными преимущественно осадками нормального морского бассейна. В толще девонских отложений выделяются в основном два водоносных комплекса:

- 1) карбонатно-пестроцветная толща в составе фаменского и верхней части франского ярусов (мергели, известняки, доломиты, глины, отчасти песчаники);
- 2) песчаниковая толща верхнего и среднего девона (пески, песчаники, отчасти глины).

Кровля девонских отложений залегает на глубинах 100–200 м в бортовых частях Московского артезианского бассейна; в центральных его частях глубины залегания кровли возрастают до 1000 м и более. В соответствии с общей тен-

денцией изменяются минерализация, состав подземных вод и содержание в них солей (табл. 5.3).

Наиболее высокоминерализованные воды установлены в карбонатных отложениях среднего и верхнего карбона в северо-восточной части Московского бассейна, где вскрыты хлоридно-натриевые рассолы с минерализацией более 180–230 г/л (табл. 5.2).

Т а б л и ц а 5.3

**Цифровая гидрохимическая модель подземных вод девонского комплекса
Московского бассейна**

Район опробования	Глубина опробования, м	Общая минерализация, г/л
Псков	62	2,1
Старая Русса	190	14,8
Пестово	658	61
Боровск	730	70
Щелково	750	114
Переславль-Залесский	1200	185
„	1490	229
Любим	1160	201
„	1590	218
„	1725	236
Солигалич	1150	203
„	1460	246
Вологда	800	192
„	1170	198

Ордовикские водоносные отложения распространены в северной части бассейна и занимают сравнительно небольшую площадь; граница их распространения проходит через Нарву, Пушкин, Волхов, Кириллов, Чухлому, Фурманов, Осташков, Пустошку. В составе ордовикских отложений на западе территории их распространения преобладают карбонатные породы, на востоке существенное значение приобретают также глины, аргиллиты и песчаники. Суммарная мощность ордовикских отложений 240–300 м.

В северной и западной частях бассейна ордовикские отложения залегают неглубоко от поверхности земли (от 20–100 до 300–500 м) и характеризуются весьма высокой водообильностью. Водопроводимость водоносного комплекса ордовикских отложений почти повсеместно превышает здесь 200 м²/сут, однако

подземные воды имеют малую минерализацию (0,5–10 г/л, гораздо реже до 100 г/л).

На юге и востоке, где ордовикские отложения залегают на глубинах до 2000 м, приуроченные к этим отложениям воды хлоридно-натриевого состава обладают минерализацией от 150 до 300 г/л (табл. 5.4). Вследствие невысокой водопроводимости (несколько квадратных метров в сутки) водообильность ордовикских отложений невелика; удельные дебиты скважин обычно составляют 1,7–5,2 м³/сут.

Т а б л и ц а 5.4

**Цифровая гидрохимическая модель подземных вод
ордовикского комплекса Московского бассейна**

Район опробования	Глубина опробования, м	Общая минерализация, г/л
Пестово	966	178,0
Валдай	1067–1090	154,0
Рыбинск	1378–1389	228,0
Некрасовское	1820–1985	До 324,0

Кембрийские водоносные отложения распространены в пределах Московского бассейна шире ордовикских. В их составе выделяются водоносные аргиллиты, алевролиты и песчаники, которые в приосевой части синеклизы залегают на глубинах 1000–1300 м и более. Подземные воды кембрийских отложений являются рассолами хлоридно-натриевого типа, минерализация которых приводится в таблице 5.5.

Т а б л и ц а 5.5

**Цифровая гидрохимическая модель подземных вод
кембрийского комплекса Московского бассейна**

Район опробования	Глубина опробования, м	Общая минерализация, г/л
Валдай	1152–1160	148
”	1220–1230	143
Редкино	1198–1202	222
Пестово	1401–1430	216
Некрасовское	2017–2047	263
Переславль-Залесский	1559–1571	224

Кембрийские водоносные породы содержат маломинерализованные воды. В центральных частях Московского артезианского бассейна кембрийские отложения характеризуются незначительной водообильностью.

Вендские водоносные отложения покрывают практически всю территорию Московского бассейна и вместе с рифейскими отложениями, выполняющими впадины докембрийского фундамента, образуют единый позднепротерозойский водоносный комплекс. Представлены вендские отложения чередованием песчаников, алевролитов и аргиллитов, общая мощность которых обычно превышает 400 м, а во впадинах фундамента достигает 1000 м и более.

Подземные воды вендских отложений являются хлоридно-натриевыми и хлоридно-кальциево-натриевыми рассолами, минерализация которых в зависимости от глубины залегания колеблется от 50 до 270 г/л. Сведения о минерализации подземных вод и содержании в них солей приводятся в таблице 5.6.

Таблица 5.6

**Цифровая гидрохимическая модель подземных вод вендского комплекса
Московского бассейна**

Район опробования	Глубина опробования, м	Общая минерализация, г/л
Валдай	1447–1458	176
Пестово	1532–1612	228
Редкино	1498–1500	230
”	1565–1567	232
”	1688–1691	246
Москва	1333–1416	266
Переславль-Залесский	1788–1800	239
”	1976–1995	250
”	2041–2062	243
Согалич	2108–2111	269
”	2266–2408	264
Коноша	1055	113
Котлас	1575	241
Визинга	1595	218

Водообильность пород позднепротерозойского водоносного комплекса значительна, удельные дебиты скважин достигают $10\text{--}90 \text{ м}^3 \cdot \text{сут}^{-1} \cdot \text{м}^{-1}$, а коэффициенты водопроводимости до $50\text{--}200 \text{ м}^2/\text{сут}$. На территории Московского

бассейна, где вендинские и рифейские отложения залегают на глубинах от 500 до 2500 м, водообильность этих отложений невелика.

Таким образом, минерализация подземных вод Московского гидрологического бассейна закономерно увеличивается сверху вниз, от молодых к более древним отложениям, а также по простирации водоносных комплексов от краевых частей бассейна к его центральной части. Гидрохимическая зональность проявляется в увеличении минерализации: и содержания некоторых элементов при переходе от более молодых к древним отложениям. В этом же направлении происходит изменение химического состава подземных вод от гидрокарбонатных и сульфатных к хлоридно-натриевым и хлоридно-кальциево-натриевым. Гидрохимические закономерности Московского гидрологического бассейна позволяют прогнозировать оценки ресурсов и эксплуатационных запасов подземных вод региона (рис. 5.1).

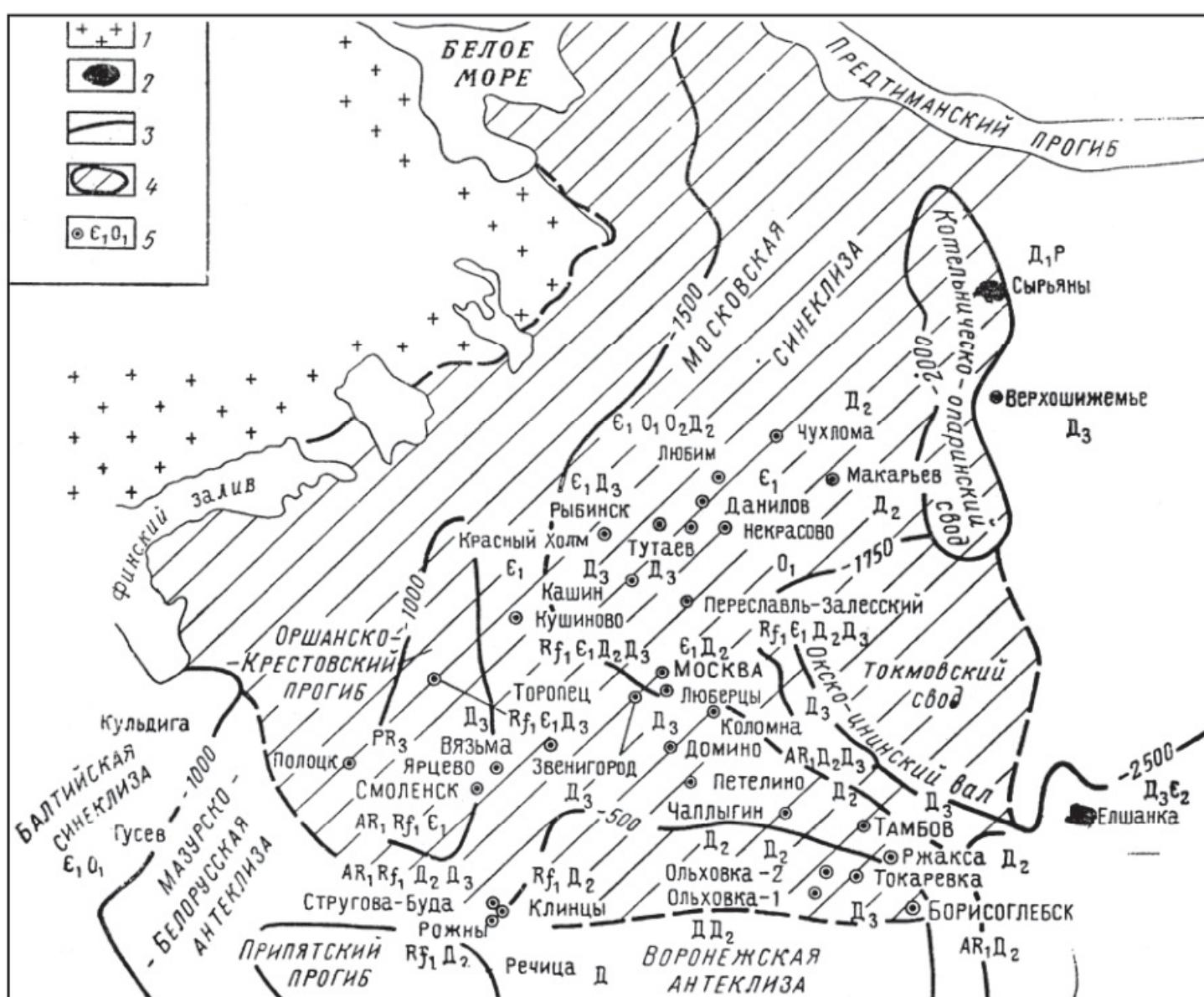


Рис. 5.1. Модель Русского гидрологического бассейна:

1 – выходы докембрийского фундамента; 2 – нефтяные и газовые месторождения;
3 – изогипсы глубин залегания докембрийского фундамента в м; 4 – области опробования
вод осадочного покрова; 5 – разведочные скважины
(индекс – возраст опробованных горизонтов)

5.2. Волго-Камский гидрогеологический бассейн

Волго-Камский гидрогеологический бассейн представляет собой сложно построенный в геологическом отношении регион, в пределах которого характер смены литологических типов пород по простирации и с глубиной, а также закономерности изменения мощности этих пород находятся в тесной связи с историей тектонического развития восточной части Русской платформы.

Ложем бассейна служат кристаллические породы протерозойского фундамента, наиболее приподнятого на западе в пределах Татарского и Токмовского сводов. На востоке бассейна в пределах тектонических впадин развита мощная толща песчано-глинистых водоносных отложений бавлинской серии, относимых к верхам протерозоя. На остальной части бассейна осадочный чехол сложен осадочными породами палеозойского возраста, представленными образованиями девонской, каменноугольной и пермской систем.

В тектоническом отношении гидрогеологический бассейн относится к Волго-Уральской антеклизе, на территории которой выделяется ряд крупных сводовых поднятий и разделяющих впадин и прогибов. На севере территории расположены Коми-Пермяцкий и Камский, на западе – Токмовский, в центральной части – Татарский, а на востоке – Башкирский своды. Они разделены Вятской зоной линейных дислокаций, Верхнекамской впадиной, Бирской и Чермозской седловинами.

В южной части Волго-Камской антеклизы расположена единая широтно-вытянутая структура Жигулевско-Оренбургского свода, ограниченная на севере Мелекесской впадиной и Серноводско-Абдулинским прогибом, а на юге Бузулукской впадиной.

Гидрогеология Волго-Уральского бассейна отражает сложность геолого-структурных условий и историю формирования этих условий на рассматриваемой территории. Наличие крупных тектонических впадин и поднятий и исторический процесс их развития определили основные направления подземного стока и скорости водообмена в различные периоды геологической истории. Тектоническая нарушенность и трещиноватость горных пород привели к возникновению местных областей питания и разгрузки вод некоторых горизонтов, появлению высокоминерализованных вод вблизи поверхности, смещению этих вод с пресными инфильтрационными и замещению первых вторыми на отдельных участках территории.

Гидрогеологический разрез бассейна разделяется на два гидрогеологических этажа. Верхний объединяет подземные воды мезокайнозойских и верхнепермских отложений, находящихся практически полностью в зоне активного водообмена; динамика и химический состав этих вод определяются гео-

морфологическими и литолого-фаunalными факторами. Нижний гидрогеологический этаж, сложенный толщей пород от нижнепермского до верхнепротерозойского возраста, насыщен преимущественно минерализованными водами и рассолами. Разрез нижнего гидрогеологического этажа разделяется регионально выдержаными водоупорами на ряд водоносных комплексов. Региональными водоупорами на территории бассейна являются аргиллиты и глинистые известняки верейского горизонта, аргиллиты нижневизеинского подъяруса, глинистые и битуминозные известняки и сланцы саргаевского и доманикового горизонтов, аргиллиты кыновского горизонта и верхней части осадков бавлинской серии. В составе нижнего этажа выделяются следующие водоносные горизонты:

- карбонатных отложений нижней перми;
- карбонатных отложений верхнего карбона и московского яруса среднего карбона;
- терригенно-карбонатных отложений верейского горизонта;
- карбонатных отложений башкирского яруса среднего карбона и нижнего карбона;
- терригенных отложений нижнего карбона;
- карбонатных отложений турнейского яруса нижнего карбона и верхнего девона;
- терригенных отложений верхнего и среднего девона;
- терригенных отложений бавлинской серии.

Кровлю нижнего гидрогеологического этажа представляет водоупорная толща гипсово-ангидритовых и соленосных пород ирельской свиты кунгурского яруса, распространенная в восточной половине Волго-Камского бассейна.

Водоносный комплекс карбонатных нижнепермских отложений, суммарная мощность которого составляет 300–700 м характеризуется в целом низкими коллекторскими свойствами пород; в районах выходов карбонатных отложений на поверхность или в зонах тектонической трещиноватости водообильность их резко возрастает в связи с закарстованностью и трещиноватостью.

Химический состав подземных вод перми определяется общими гидрогеологическими условиями и наличием или отсутствием водоупорных галогенных пород кунгурского яруса. На большой части территории Волго-Уральской области благодаря наличию этой толщи нижнепермские отложения заключают в себе напорные минерализованные воды и рассолы. В местах отсутствия этих водоупорных пород подземные воды нижнепермских и верхнекаменноугольных отложений безнапорные, пресные или слабоминерализованные (рис. 5.2).

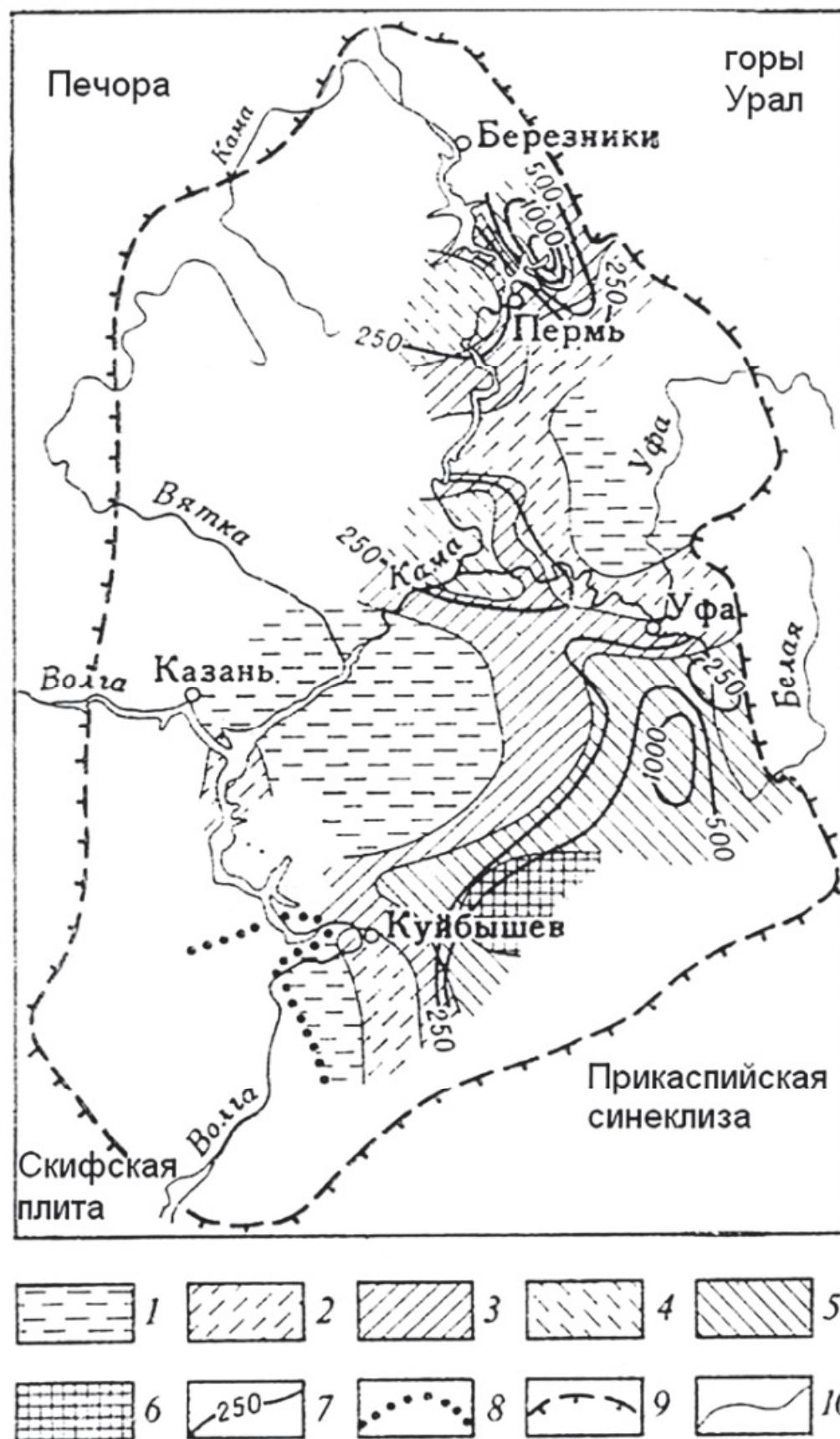


Рис. 5.2. Гидрогеологическая модель подземных вод пермского гидрогеологического комплекса:

1–6 – минерализация и химический состав подземных вод: сульфатно-кальциевые, сульфатно-гидрокарбонатно-кальциевые, сульфатно-натриевые и сульфатно-хлоридно-натриевые воды с минерализацией до 10 г/л (1), хлоридно-натриевые воды с минерализацией до 100 г/л (2) то же, 100–200 г/л (3), то же, >250 г/л (4) то же, >300 г/л (5), хлоридно-кальциево-натриевые воды с минерализацией 200–250 г/л и более (6);
 7 – изолинии концентраций вод, мг/л; 8–10 – границы: распространения водоносных комплексов (8), Волго-Камского бассейна (9), распространения подземных вод различного минерального и химического состава (10)

Воды нижнепермских отложений сульфатные (сульфатно-натриевые и сульфатно-кальциевые). Хлоридно-натриевые и хлоридно-кальциевые воды и рассолы распространены преимущественно в районах Предуральского прогиба и юго-восточного склона Русской платформы.

Подземные воды *верхнекаменноугольного московского карбонатно-терригенного* комплекса ввиду отсутствия регионального водоупора гидравлически связаны с водами верхнепермских отложений, что предопределяет сходство их химического состава им минерализации.

К среднекаменноугольным отложениям приурочены воды разнообразного состава: от слабоминерализованных сульфатно-натриевого состава до концентрированных рассолов хлоридно-натриевого и хлоридно-кальциево-натриевого состава (табл. 5.7).

Подземные воды верейского терригенно-карбонатного комплекса, имеющих в целом невысокую проницаемость, характеризуются сравнительно большой минерализацией и преимущественно хлоридно-натриевым составом. В пределах Токмовского свода минерализация их равна 12 г/л, в центральных частях Татарского и башкирского сводов она увеличивается до 120–180 г/л.

Т а б л и ц а 5.7

**Цифровая гидрохимическая модель подземных вод
среднекаменноугольного горизонта**

Площадь опробования	Глубина опробования, м	Общая минерализация, г/л	Тип воды
Глазов	1345–1350	246	Cl-Na
Полазна	700	265	Cl-Na
Верхнечусовские	1725–1795	250	Cl-Na
Лобаново	1200	274	Cl-Ca-Na
Куеда	940–950	82	Cl-Na
Марпосад	392–888	203	Cl-Na
Исса	59,8	0,5	SO ₄ -Na
Шугурово	644–650	21,6	SO ₄ -Cl-Na
Зольный овраг	540	167	Cl-Na
Безенчук	951–954	152	Cl-Na
Боровка	708	186	Cl-Na
Тепловка	132–143	22,9	Cl-Na
Елшанка	566–587	66	Cl-Na

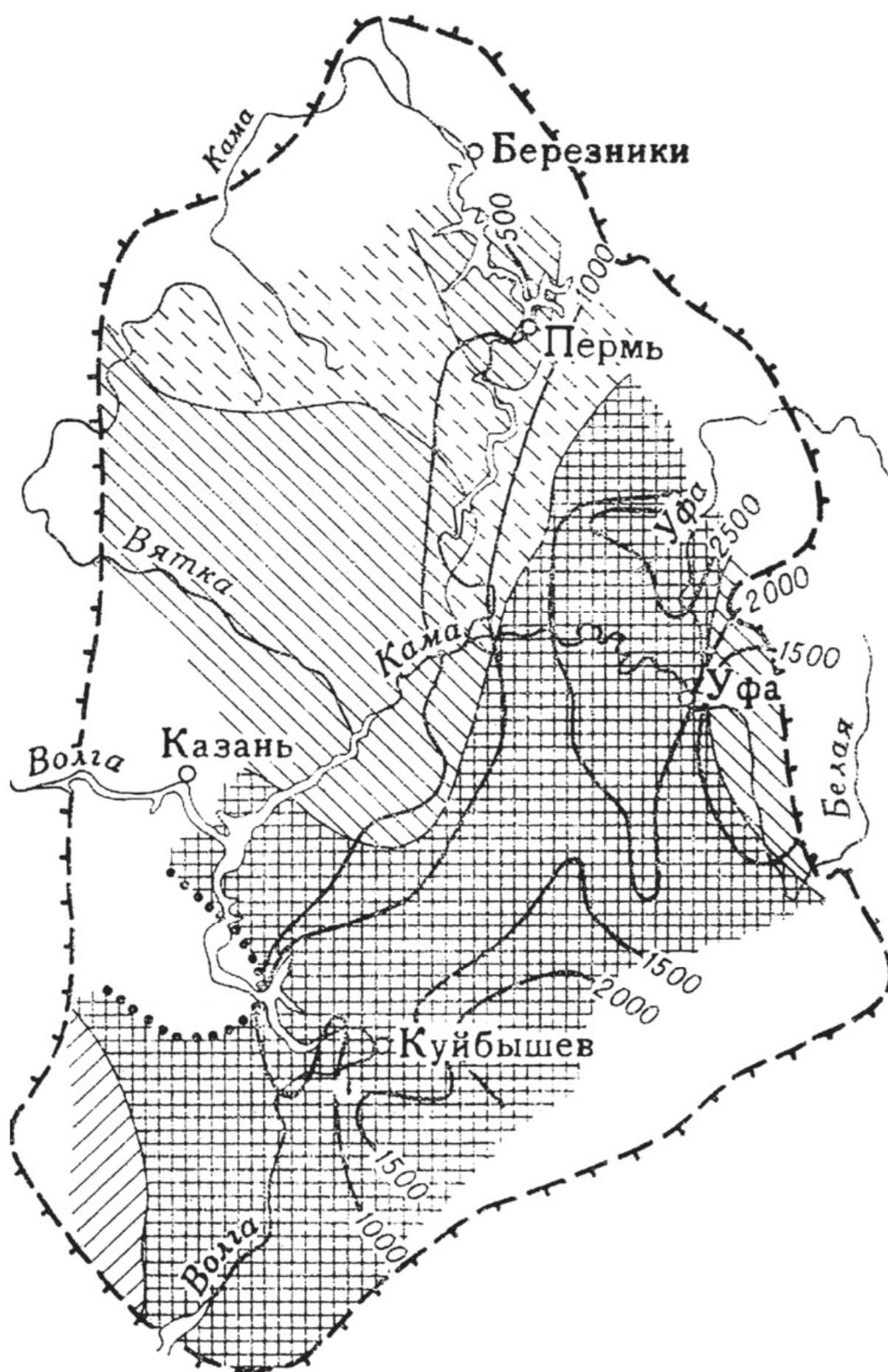


Рис. 5.3. Гидрогеологическая модель подземных вод каменноугольного гидрогеологического комплекса
(условные обозначения см. на рисунке 5.2)

Водоносный комплекс башкирско-визейского карбонатного комплекса характеризуется трещиноватостью и закарстованностью, что определяет их сравнительно высокую водообильность; пористые (нетрещиноватые) разности пород

обладают невысокой водопроницаемостью. Подземные воды этих отложений по составу и минерализации сходны с приуроченными к верейским терригенно-карбонатными породами. Минерализация их изменяется от 10 до 270 г/л в той же последовательности.

Водоносный комплекс *турнейско-фаменско-франских отложений*, представленный известняками и доломитами мощностью 300–700 м, включает воды преимущественно хлоридно-натриевого состава, минерализация которых почти повсеместно превышает 200 г/л. На юго-западе бассейна в пределах окраин Токмовского свода распространены воды пониженной минерализации. В восточной части артезианского бассейна повсеместно распространены хлоридно-кальциево-натриевые рассолы, имеющие минерализацию 250–270 г/л.

Водоносный комплекс девона заключает рассолы (200–300 г/л) хлоридно-натриевого и хлоридно-кальциево-натриевого типа (рис. 5.3). Первые распространены в северо-западной части бассейна (Верхнекамская впадина), северная вершина Татарского свода и северная половина Башкирского свода, вторые – в восточной и южной частях бассейна (табл. 5.8).

Таблица 5.8

**Цифровая модель подземных вод
девонского гидрогеологического комплекса**

Район опробования	Глубина опробования, м	Общая минерализация, г/л	Cl/Br	Эквивалентная доля Са, %
Порецкое	1430–1431	143	217	26
Сызрань	1553–1554	235	213	23
Голюшурма	1616–1622	278	125	22
Солигалич	1641–1696	229	226	21
Улема	1828–1925	262	151	29
Малиновый овраг	1953–1956	215	170	31
Елшанка	1991–1997	188	142	24
Куеда	2040–2042	297	149	35
Соколовая гора	2081–2083	230	139	32
Красная поляна	2599–2602	274	89	50

Подземные воды доэйфельского комплекса являются рассолами хлоридно-кальциево-натриевого и хлоридно-натриевого типа. Минерализация этих вод повсеместно превышает 200 г/л.

Подземные воды среднего девона характеризуются высокой минерализацией, равной на большей части бассейна 230–300 г/л. По химическому составу эти воды преимущественно хлоридно-кальциево-натриевые. Появление в среднедевонских отложениях хлоридно-натриевых вод относительно пониженной минерализации (150–180 г/л) характерно для районов, расположенных близко к области питания водоносных пород.

Подземные воды карбона Волго-Камского бассейна имеют хлоридно-натриевый состав. Хлоридно-кальциево-натриевые воды вскрыты на юге Ульяновско-Саратовской площади. Минерализация этих вод испытывает значительные колебания от 50 до 280 г/л.

Таким образом, изменения минерализации и состава подземных вод находятся в тесной связи с геолого-структурными особенностями бассейна. В пределах крупных гидрологических структур имеет место общая для всего Волго-Камского бассейна гидрохимическая зональность подземных вод. В районах сводов (региональных тектонических поднятий) верхняя часть разреза палеозойских отложений заключает относительно менее минерализованные воды, чем одновозрастные отложения в пределах крупных тектонических впадин. С глубиной влияния структурных условий на связь подземных вод с поверхностью, характер водообмена и химический состав постепенно затухает.

Главными причинами зональности подземных вод Волго-Уральской области следует считать:

- 1) геолого-структурные условия и историю их формирования;
- 2) гидродинамические условия артезианского бассейна, характер водообмена в зависимости от структурных условий и степень промытости водоносных горизонтов;
- 3) литолого-минералогический состав горных пород (в частности, состав водорастворенных солей в породах) (рис. 5.4).

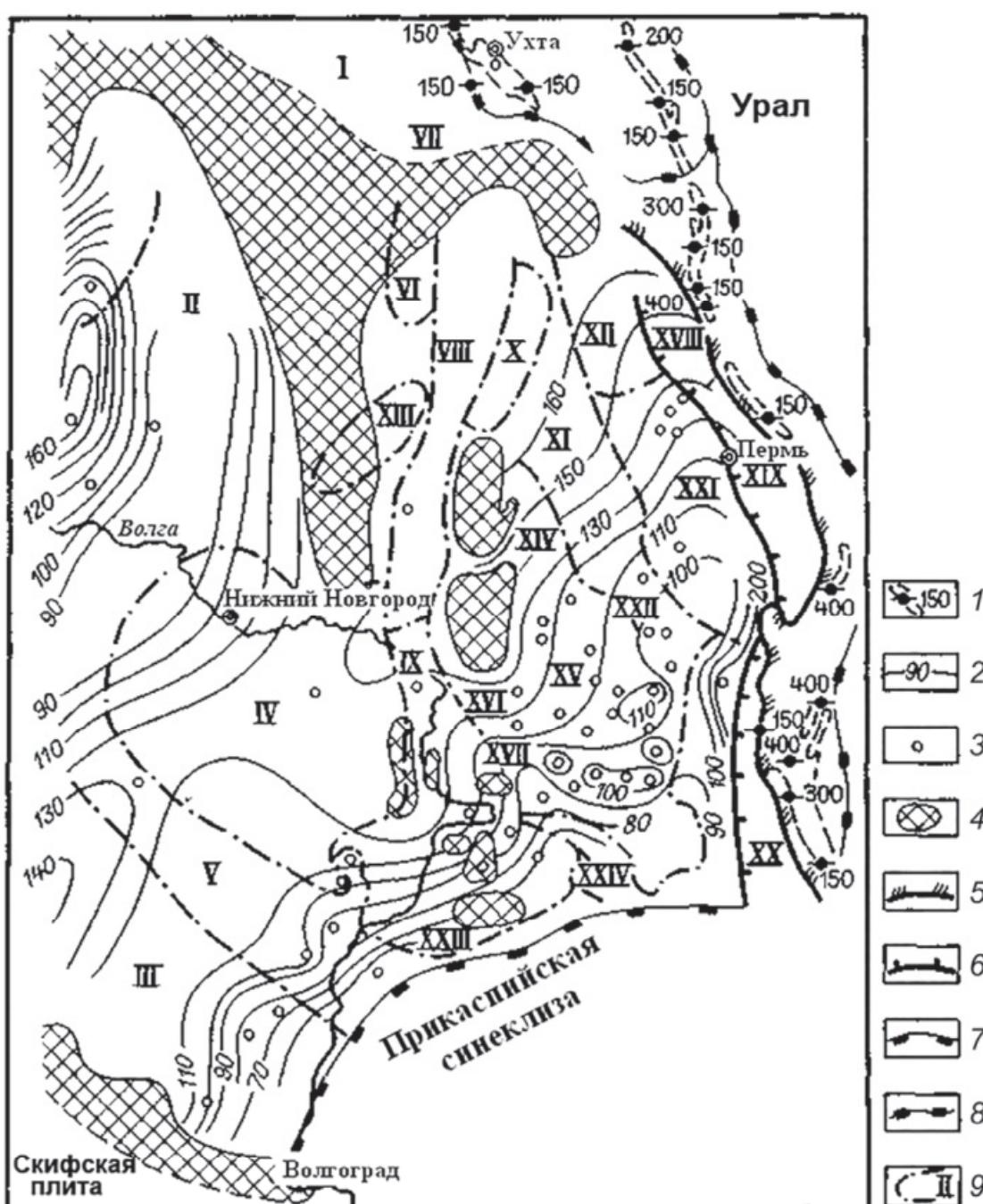


Рис. 5.4. Гидрологическая модель девонского гидрологического комплекса (по материалам Г. П. Якобсона и др):

1 – выходы пород комплекса на поверхность и отметка уровня подземных вод по долинам рек;

2 – гидроизопьезы, м; 3 – скважины, по которым определены приведенные уровни вод;

4 – область отсутствия отложений водоносного комплекса; 5 – западная граница складчатого

Урала; 6 – западный борт Предуральского прогиба (по артинским отложениям); 7 – борт

Прикаспийской синеклизы; 8 – водораздельная линия горных сооружений Урала, Тимана;

9 – геоструктурные элементы:

I – Северо-Двинская впадина; II – Московская синеклиза; III – восточные склоны Воронежской антеклизы; IV – Токмовский свод; V – Рязано-Саратовский прогиб; VI – Сысольский свод;

VII – Предтиманский прогиб; VIII – Кировско-Кажимский прогиб (Вятско-Сысольская зона дислокаций); IX – Казанская седловина; X – Коми-Пермяцкий свод; XI – Верхнекамская впадина;

XII – Камский свод; XIII – Котельнический свод; XIV и XV – Северная (Немская и

Кукморская) и Альметьевская вершины Татарского свода; XVI – Камско-Кинельская впадина;

XVII – Мелекесс-Радаевская впадина; XVIII, XIX, XX – Соликамская, Юрзано-Сылвенская,

Бельская депрессии; XXI – Пермско-Башкирский свод; XXII – Бирская седловина;

XXIII – Бузулукская впадина; XXIV – Жигулевско-Оренбургский свод

5.3. Печорский гидрогеологический бассейн

Печорский гидрогеологический бассейн расположен в крайней северо-восточной части европейской территории России и охватывает площадь около 300 тыс. км²; на востоке он ограничен складчатыми сооружениями Северного Урала» на западе и юго-западе – поднятиями Таманского вала. Складчатый фундамент бассейна сложен метаморфизованными кристаллическими породами допалеозойского возраста, осадочный покров представлен слабодислоцированными толщами осадочных пород палеозойского и мезокайнозойского возраста. В толще осадочных отложений выделяется три гидрогеологических структурных этажа: первый сложен палеозойскими и триасовыми, второй – юрскими и нижнемеловыми, третий – плиоценовыми и четвертичными отложениями. Для каждого гидрогеологического этажа характерны свои структурные формы и свои структурные планы. Основная часть гидрогеологического бассейна расположена в пределах Печорской синеклизы и северной ветви Предуральского краевого прогиба.

В осадочных отложениях Печорского гидрогеологического бассейна выделяется шесть основных водоносных комплексов:

- 1) мезокайнозойский терригенный;
- 2) верхнепермско-триасовый терригенный;
- 3) каменноугольно-нижнепермский терригенно-карбонатный;
- 4) наддоманиковый верхнедевонский преимущественно карбонатный;
- 5) поддоманиковый среднедевонско-нижнефранский преимущественно терригенный;
- 6) досреднедевонский терригенно-карбонатный.

Водоносные комплексы мезокайнозойских и верхнепермско-триасовых отложений, характеризующихся низкими коллекторскими свойствами, подстилаются водоупорными породами кунгурского яруса и нижней перми, представленными гипсово-ангидритовыми породами, загипсованными и плотными глинистыми породами.

Водоносный комплекс каменноугольно-нижнепермских отложений распространен практически повсеместно. Водовмещающими породами являются преимущественно известняки и доломиты с прослойми мергелей, сульфатных пород и глин. Пористость карбонатных отложений изменяется от нескольких до 25–30 %. Водоносный комплекс подстилается водоупорной толщей глин визейского и турнейского ярусов; мощность водоупора изменяется в значительных пределах; местами он отсутствует, что предопределяет гидравлическую связь между водоносными комплексами каменноугольно-нижнепермских и верхнедевонских отложений.

Наддоманиковый верхнедевонский водоносный комплекс распространен на большей части гидрогеологического бассейна. Водовмещающими породами служат преимущественно трещиноватые известняки и доломиты, средняя мощность которых составляет 500–900 м, а максимальная достигает 2400 м. Глубина залегания кровли водоносного комплекса увеличивается от краевых к центральным частям впадины. Подстилающая водоупорная толща кыновско-саргаенских глин имеет мощность от 20 до 300 м.

Поддоманиковый водоносный комплекс представлен преимущественно песчаниками и алевролитами; в восточной части гидрогеологического бассейна распространены глинисто-карбонатные и карбонатные отложения. Максимальная мощность водоносного комплекса, равная 1000–1500 м, установлена в районе Печоро-Кожвинского мегавала; на остальной части территории бассейна она не превышает 100–400 м. Глубина залегания водоносного комплекса увеличивается с юго-запада на северо-восток до 3000 м и более. Наиболее высокими коллекторскими свойствами характеризуются песчаники поддоманикового водоносного комплекса в юго-западной части бассейна (до 1 мкм²). По мере погружения водоносных пород в северо-восточном направлении проницаемость песчаников уменьшается.

Водоносный комплекс досреднедевонских отложений развит в пределах Печорского гидрогеологического бассейна повсеместно. Водовмещающие отложения в западной части бассейна представлены терригенными, в восточной – карбонатными породами. Максимальная мощность этого водоносного комплекса равна 3000 м и более; глубины залегания увеличиваются в северо-восточной части бассейна, где достигают 4000 м от поверхности.

В распределении подземных вод различного состава и разной минерализации отмечается четко выраженная зональность. До глубин 200–300 м, иногда до 400–500 м в зоне активного водообмена распространены преимущественно пресные, реже солоноватые воды разнообразного состава. Ниже, до глубин 700–1000 м, распространены солоноватые и соленые воды гидрокарбонатного, сульфатного и хлоридного типа.

К подкунгурским отложениям приурочены рассолы хлоридного типа, характеризующиеся своеобразным составом и определенными закономерностями распределения редких элементов. С зоной распространения рассолов связаны нефтяные и газовые месторождения Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции.

Гидрохимический анализ свидетельствует о прямом пропорциональной зависимости между элементами макросостава рассолов, а также между содержанием хлора (или общей минерализацией) и концентрациями солевых компонентов. При содержании хлора 70 г/л концентрации солевых компонентов

равны (мг/л): калия 2225; стронция 340; рубидия 5,6. Наблюдается уменьшение минерализации подземных рассолов с глубиной в разрезе водоносного комплекса.

Минерализации рассолов в целом увеличивается от краевых к центральным частям бассейна. В пределах южных частей Печоро-Колвинского и Колвинского мегавалов отмечается сравнительное снижение минерализации рассолов. Между элементами состава рассолов и между минерализацией рассолов имеет место та же зависимость, что и для водоносного комплекса до-среднедевонских отложений.

Рассолы водоносного комплекса надломниковых верхнедевонских отложений по составу и минерализации сходны с рассолами поддомниковых среднедевонских инжефранских отложений. Минерализация их возрастает от краевых к центральным частям впадин и составляет: в Ижма-Печорской впадине до 228 г/л, в Верхнепечорской впадине до 245 г/л, в Хорейверском и Денисовском прогибах до 186 г/л. Пределы колебания компонентов макросостава рассолов характеризуются следующими данными (в г/л): хлор до 198; сульфаты следы – 3,9; гидрокарбонат следы – 0,4; натрий 17,5–93,7; кальций 1,7–21,9; магний следы – 4,7; калий 0,07–1,1. Таким образом, в составе рассолов преобладают хлориды натрия и кальция; содержание сульфатов и гидрокарбонатов в целом невелико. Отношение содержания кальция к магнию в краевых частях впадин составляет 1–5, в центральных – 5–7.

Водоносный комплекс каменноугольно-нижнепермских отложений за-ключает рассолы, характеризующиеся хлоридно-натриевым и хлоридно-кальциево-натриевым составом и высокой минерализацией, достигающей 340 г/л. Концентрация отдельных компонентов макросостава рассолов следующая (г/л): хлор 200; сульфаты 0,1–4,9; гидрокарбонат 0,1–1,6; натрий 15,1–97,0; кальций 2,0–27,7; магний 0,5–7,2; калий 0,05–0,97.

Подземные воды и рассолы водоносного комплекса верхне-пермско-триасовых отложений характеризуются разнообразной минерализацией; рассолы хлоридного типа распространены преимущественно в центральной части Печорской синеклизы и в Предуральском краевом прогибе. Анализ состава и концентрации рассолов различных водоносных горизонтов подтверждает, что характеризующие рассолы показатели закономерно изменяются при переходе от древних к более молодым отложениям. В этом направлении наблюдается возрастание относительного содержания натрия и уменьшение концентраций кальция, калия.

5.4. Припятский гидрогеологический бассейн

Припятский гидрогеологический бассейн расположен в пределах одноименной впадины на западе Русской платформы. Кристаллические породы фундамента залегают здесь на глубинах 500–6000 м; осадочный чехол представлен отложениями верхнего протерозоя, девона, карбона, мезозоя и кайнозоя. В структурном плане Припятский бассейн представляет собой грабенообразный прогиб, расположенный в крайней северо-западной части Днепровско-Донецкого бассейна. На севере и юге Припятская впадина отделяется от положительных тектонических структур (белорусского и Воронежского кристаллических массивов и Украинского щита) глубинными разломами большой (до 3000 м) амплитуды. На западе она переходит в Полесскую седловину, где поверхность кристаллического фундамента залегает на абсолютных отметках 400–500 м. На востоке Припятская впадина отделена от Днепровско-Донецкой впадины Брагинско-Лоевским выступом.

В мощной толще осадочных пород, выполняющих Припятский бассейн, выделяются три гидрогеологических этажа. Нижний, включающий среднедевонские, франские и нижнефамейские водоносные отложения, полностью наследует структурный план поверхности кристаллического фундамента и характеризуется блоковым строением. Средний гидрогеологический этаж включает фаменские соленосные и надсоленосные образования и каменноугольные отложения, дислоцированность которых по сравнению с нижним ярусом снижается. Верхний гидрогеологический этаж сложен слабодислоцированными породами пермского и мезокайнозойского возраста.

В осадочных отложениях, выполняющих Припятскую впадину, обычно выделяется до 12 водоносных комплексов в следующих отложениях: 1) четвертичных; 2) неогена и палеогена; 3) мела; 4) юры; 5) триаса; 6) перми; 7) карбона; 8) надсоленосного девона; 9) верхней соленосной толщи; 10) межсолевого девона; 11) подсолевой карбонатной толщи девона; 12) подсолевой терригенной толщи девона. Подземные воды первых пяти водоносных комплексов (от четвертичных до триасовых отложений включительно) залегают на сравнительно небольших глубинах и имеют незначительную минерализацию. Подземные воды этих комплексов являются основным источником хозяйственно-питьевого водоснабжения. Водоносные комплексы пермских и каменноугольных отложений залегают на глубинах соответственно 500–700 и 700–1200 м и заключают в себе подземные воды с минерализацией 30–90 и 20–220 г/л, стратиграфическое и гидрогеологическое расчленение которых иллюстрируется таблице 5.9.

Т а б л и ц а 5.9

**Цифровая гидрогеологическая модель
Припятского гидрогеологического бассейна**

Группа	Система	Отдел	Ярус, серия	Горизонт, свита	Мощность, м	Гидро-геологические комплексы
Палео-ойская	Девонская	Верхний	Фаменский	Озерско-хованский	0–535	Надсолевой водоносный
					0–350	
			Данково-лебедянский		0–2270	Верхний галогенный водоупорный
				Елецкий	0–600	Межсолевой водоносный
				Задонский		
			Франский	Ливенский	0–550	Нижний галогенный водоупорный
				Евланоский	0–120	
				Воронежский	0–197	
				Алатырский	0–70	
				Семилукский	35–38	
		Средний	Саргаевский		0–58	
				Пашийск-кыновский	0–125	
			Живетский	Старооскольский	0–165	
				Пярнуский	0–97	
			Эйфельский	Наровский	0–92	
		Вендский комплекс	Волынская серия		0–120	
			Вильганская серия		0–195	
		Средний рифей	Белорусская (Полесская) серия		0–400	Верхне-протерозойский водоносный
Нижний протерозой, архей						Трещинные породы кристаллического фундамента

Водоносный комплекс *девонских надсоленосных* отложений развит на всей территории Припятской впадины. Водовмещающие породы представлены толщей мергелей, глин, песчаников и алевролитов, относимых к данково-лебедянскому горизонту фаменского яруса верхнего девона. Глубина залегания толщи водовмещающих пород колеблется от 200 до м, а мощность равна нескольким сотням метров. Для подземных вод этого комплекса характерны минерализация 150–300 г/л и хлоридно-натриевый состав. Характеристика подземных вод водоносного комплекса данково-лебедянских отложений приводится в таблице 5.10.

Таблица 5.10

Цифровая гидрохимическая модель подземных вод девонского надсолевого комплекса Припятского бассейна

Площадь опробования	Глубина опробования, м	Общая минерализация, г/л
Тишковская	688–700	94
Малодушинская	1240–1414	173
”	1330–1414	203

Фильтрационные свойства водоносных пород невысокие; по данным гидрогеологического опробования, дебиты скважин не превышают $70 \text{ м}^3/\text{сут}$, а коэффициент фильтрации $0,1 \text{ м}/\text{сут}$.

Водоносный комплекс *верхней соленосной толщи*, относимой к елецкому и лебедянскому горизонтам фаменского яруса верхнего девона, выделяется ограничено, так как соленосная толща в целом водоупорна, а водоносны в ней лишь прослои и линзы песчано-глинистых и карбонатных пород. Соленосная толща имеет мощность от нескольких сотен метров до 3 км и сложена преимущественно пластами каменной соли, переслаивающимися с глинами, известняками, мергелями, доломитами и ангидритами; в верхней части соленосных отложений отмечаются пласти калийных солей. Минерализация приуроченных к соленосной толще подземных рассолов хлоридно-натриевого состава составляет 150–340 г/л, содержание брома колеблется в пределах 300–1900 мг/л, калия – от 500 до 5000 мг/л. Водообильность внутрисолевых отложений неравномерна и в целом невелика.

Межсолевой водоносный комплекс охватывает толщу карбонатных и терригенных отложений (известняки, доломиты, мергели с прослойми глин, песчаников и алевролитов) мощностью 200–400 м, относимую к задонскому и елецкому горизонтам фаменского яруса верхнего девона. Водоносный комплекс подстилается нижней соленосной толщей ливенского горизонта франского яруса верхнего девона; глубина залегания водоносного комплекса в пределах Припятского бассейна колеблется от 700 до 3500 м.

Водообильность пород межсолевого водоносного комплекса изменяется в широких пределах, что объясняется неоднородностью коллекторских свойств водовмещающих пород, неравномерной их трещиноватостью и кавернозностью. Наилучшими фильтрационными свойствами обладают межсолевые отложения на окраинах Припятской впадины (Новодубровская, Новорудненская, Восточно-Выступовичская и другие площади), где дебиты скважин составляют $0,4\text{--}18 \text{ м}^3/\text{сут}$, а также в пределах Речицкой тектонической

ступени (Речицкая и Осташковичская площади), где дебиты скважин равны 0,1–0,3 м³/сут (максимальные до 1,0 м³/сут). В большинстве других районов Припятской впадины водообильность межсолевых отложений низкая.

Подземные воды межсолевых отложений имеют напорный характер; их статические уровни устанавливаются на глубинах 100–400 м от поверхности земли. В толще отложений нижнего структурного яруса выявлены дизъюнктивные нарушения с амплитудой порядка 100–300 м, разделяющие породы этого яруса на блоки в пределах Речицкой, Тишковской, Осташковичской и Давыдовской площадей. Эти нарушения приводят к наличию изолированных водонапорных систем внутри каждого отдельного блока, что существенно ограничивает эксплуатационные запасы рассолов.

На большей части Припятского бассейна межсолевые отложения содержат рассолы хлоридно-кальциево-натриевого и хлоридно-натриево-кальциевого типа, имеющие минерализацию более 300 г/л (табл. 5.11). Повышенное содержание кальция присуще рассолам северо-восточной зоны Припятской впадины (Вишанская, Давыдовская, Осташковичская, Речицкая площади).

Таблица 5.11

Цифровая гидрохимическая модель подземных рассолов межсолевого комплекса Припятского бассейна

Площадь опробования	Глубина опробования, м	Общая минерализация, г/л
Боровская	1134–1145	227
Притокская	2766–2805	304
Восточно-Выступовичская	2071–2127	320
Южно-Осташковичская	4320–4334	322
Речицкая	2262–2290	326
Савичская	2822–2828	334
Шелонская	2435–2506	345
Моисеевская	3348–3445	346
Оземлинская	3532–3606	348
Березинская	2084–2092	352

Водоносный комплекс девонского подсолевого карбонатного этажа залегает под нижней (ливенской) соленосной толщей водоупорных пород на

глубинах от 800–1800 м в краевых зонах Припятской впадины до 3000–3500 м в ее центральных наиболее погруженных частях. Водоносная толща включает породы евлановского, воронежского, семилукского и саргаевского горизонтов франского яруса верхнего девона (табл. 5.12). Мощность комплекса равна 120–160 м, реже 190–210 м. Разрез карбонатной толщи представлен известняками и доломитами с прослойями мергелей и глин; в верхней части разреза преобладают мергели. Коллекторами, содержащими подземные рассолы, являются трещиноватые и кавернозные известняки.

Фильтрационные свойства пород подсолевого карбонатного водоносного комплекса Припятской впадины характеризуются максимальным притоком подземных вод ($1580 \text{ м}^3/\text{сут}$), полученным из скв. 1 Октябрьской площади. На Речицкой площади притоки воды достигают $400\text{--}500 \text{ м}^3/\text{сут}$. В большинстве случаев дебиты скважин не превышали $25\text{--}50 \text{ м}^3/\text{сут}$. Соответственно наибольшие значения водопроводимости пород ($2,5\text{--}5,0 \text{ м}^2/\text{сут}$) зафиксированы на Речицкой и Осташковичской площадях, а также в краевых частях Припятского бассейна (Глусская, Стреличевская площади). На остальной территории водопроводимость пород подсолеиосной карбонатной толщи невелика. Статические уровни подземных вод располагаются на глубинах от 40 м (Брагинская площадь) до 400–500 м (Речицкая площадь).

Среди подземных вод подсолевой карбонатной толщи на большой части Припятского бассейна преобладают хлоридно-кальциево-натриевые рассолы с минерализацией выше 300 г/л (табл. 5.12). В Кустовницкой скв. 1 минерализация рассолов достигает 436 г/л; в окраинных зонах Припятской впадины минерализации рассолов уменьшается до 140–150 г/л.

Повышенное содержание кальция в рассолах отмечается в северо-восточной зоне Припятского бассейна (Вишанская, Давыдовская, Осташковичская, Речицкая площади).

Водоносный комплекс девонских подсолевых терригенных отложений включает отложения кыновского и пашийского горизонтов франского яруса верхнего девона, старооскольского, наровского и пярнуского горизонтов животского яруса среднего девона; в состав комплекса входят также локально обводненные развитые в северо-западной части Припятской впадины верхнепротерозойские (рифейские и вендские) отложения. Кровля водовмещающих пород комплекса залегает на глубинах от 900 до 2000 м в краевых частях впадины и от 2500 до 3500 м и более на остальной ее территории. Мощность подсолевого терригенного водоносного комплекса обычно составляет 100–200 м, увеличиваясь в северо-западной части бассейна до 400–700 м за счет пород верхнепротерозойского возраста.

Таблица 5.12

Цифровая гидрохимическая модель подземных рассолов девонского подсолевого комплекса Припятского бассейна

Площадь опробования	Глубина опробования, м	Общая минерализация, г/л
Боровская	1826–1834	259
Кузьмичевская	1709–1761	296
Октябрьская	2140–2157	320
Мармовичская	3032–3036	346
Малынская	3316–3322	369
Давыдовская	3200–3210	372
”	3051–3105	380
Николаевская	3986–4052	400
Южно-Речицкая	4544–4590	406
Шатилковская	4191–4215	410
Золотухинская	4031–4148	355

В разрезе терригенных подсолевых отложений преобладает переслаивание песчаников и алевролитов с глинами, мергелями, иногда доломитами; верхнепротерозойские отложения, составляющие нижнюю часть разреза водоносного комплекса северо-западной части Припятской впадины, сложены преимущественно песчаниками.

Фильтрационные свойства пород подсолевого терригенного водоносного комплекса имеют низкую проницаемость, что подтверждается малыми дебитами скважин (единицы и первые десятки кубических метров в сутки) при значительных понижениях уровней (300–500 м и более). Лишь на Глусской, Стрелнчевской и Червоно-Слободской площадях встречены породы с относительно высокой водопроводимостью. Статические уровни подземных вод во внутренних частях Припятского бассейна залегают на глубинах 300–500 м от поверхности; в краевых частях бассейна эти глубины уменьшаются до 50–200 м.

Подсоленосные девонские терригенные отложения содержат преимущественно концентрированные рассолы (до 400 г/л и более) хлоридно-кальциево-натриевого, хлоридно-натриево-кальциевого, хлоридно-кальциевого типов минерализации. В направлении от центральных частей к бортам Припятской впа-

дини минерализация рассолов постепенно снижается до 200–250 г/л. Одновременно со снижением минерализации происходит уменьшение содержания в рассолах кальция.

Таким образом, в пределах Припятского бассейна распространены подземные воды и рассолы, изменение минерализации и химического состава которых подчиняется гидрогеологическим закономерностям. Пресные и слабоминерализованные подземные воды распространены до глубин 200–300 м и приурочены главным образом к четвертичным, неогеновым, палеогеновым, меловым и верхнеюрским отложениям. Вниз по разрезу и палеозойских отложениях минерализация подземных вод возрастает, достигая на глубинах 3000–4000 м 450–480 г/л.

В надсоленосных отложениях минерализация подземных вод возрастает от краевых к центральным частям Припятского артезианского бассейна. С ростом минерализации отмечается закономерное изменение состава, в них увеличивается содержание кальция, в связи хлоридно-натриевые рассолы переходят в хлоридно-кальциевые, которые иногда, в свою очередь, сменяются хлоридно-натриево-кальциевыми.

5.5. Крымско-Черноморский гидрогеологический бассейн

Крымско-Черноморский гидрогеологический бассейн включает крупные геологические структуры: Черноморскую впадину и Степной Крым.

Черноморская впадина ограничена на севере Украинским кристаллическим щитом, с востока ограничена структурами Скифской плиты (Предкавказье), на западе наложена на мезозойские и палеозойские образования юго-западного склона Украинского кристаллического массива. Северный борт впадины погружается до глубины 5000 м в районе Сиваша, где проводится граница между Русской платформой и Скифской плитой. Степной Крым расположен в пределах эпигерцинской Скифской плиты, граничащей на юге со складчатыми альпийскими сооружениями Горного Крыма; на западе и востоке он погружается под уровень Черного и Азовского морей. В пределах степной части Крымского полуострова выделяются крупные антиклинальные и синклинальные структуры II порядка: Каркинитско-Северо-Крымский и Северо-Азовский грабенообразные прогибы, области относительно неглубокого залегания домелового комплекса пород (приподнятые массивы Скифской плиты).

Степной Крым и Черноморская впадина образуют единую крупную сложно построенную синклиналь гидрогеологического бассейна, ось которой проходит в месте сочленения фундаментов Русской платформы и Скифской плиты. Сложена синклиналь единым комплексом осадков мезозоя; в гидрогео-

логическом отношении эта структура представляет единый гидрогеологический бассейн. В связи с этим гидрогеологическое изучение Степного Крыма и Черноморской впадины производится совместно как единого бассейна.

Крымско-Черноморский гидрогеологический бассейн сложен породами мела, палеогена, неогена и четвертичными. Наличие в осадочном чехле регионально выдержаных водоупорных отложений определяет возможность достаточно четкого выделения следующих водоносных комплексов и горизонтов:

- 1) водоносные горизонты четвертичных отложений;
- 2) водоносные горизонты неогеновых отложений;
- 3) водоносные горизонты пород майкопской серии;
- 4) водоносный комплекс маастрихт-среднеэоценовых отложений;
- 5) водоносные горизонты верхнемеловых отложений;
- 6) водоносный комплекс нижнемеловых отложений;
- 7) водоносный комплекс домеловых отложений.

Воды четвертичных и неогеновых комплексов, приуроченные к эолово-делиювиальным суглинкам и известнякам pont-мэотического, сарматского и тортонского водоносных горизонтов, характеризуются низкой минерализацией. В пределах Степного Крыма выделяется ряд небольших артезианских бассейнов (Северо-Сивашский, Альминский, Белогорский), в которых формируются месторождения пресных подземных вод. Водопроводимость горизонтов изменяется в очень широких пределах, достигая нескольких тысяч квадратных метров в сутки. Средневзвешенный модуль эксплуатационных ресурсов в пределах Степного Крыма равен 0,5 л/с на 1 км²; максимальные значения, превышающие 5 л/с на 1 км², характерны для северной части Сивашского бассейна; в Альминском бассейне модули эксплуатационных ресурсов подземных вод составляют 1–2 л/с на 1 км², а на обширной территории центральной и восточной частей Степного Крыма они изменяются от 0,1 до 0,5 л/с на 1 км².

Майкопские горизонты представлены мощной толщей (до 800–900 м) водоупорных глинистых пород, отделяющих пресные и слабоминерализованные воды зоны активного водообмена в четвертичных и неогеновых отложениях от водоносных комплексов с минерализованными водами в домайкопских отложениях. Среди толщи майкопских глин выделяются линзы и пропластки проницаемых водоносных алевролитов, песков и песчаников. Песчанистость и соответственно водообильность майкопских отложений возрастает в восточном направлении; дебиты скважин при самоизливе достигают здесь 55 м³/сут. По химическому составу это хлоридно-натриевые воды с минерализацией от 13 до 62 г/л. От подошвы к кровле майкопских отложений наблюдается снижение минерализации подземных вод.

Водоносный комплекс *маастрихт-среднеэоценовых* отложений объединяет несколько водоносных горизонтов, приуроченных к трещиноватым известнякам (реже песчаникам) Маастрихта, трещиноватым и кавернозным известнякам даты – нижнего палеоцена и алевро-песчаникам верхнего палеоцена и среднего эоцена. Известняки Маастрихта и даты – нижнего палеоцена имеют региональное распространение, отсутствуя местами на Новоселовском поднятии и на юге Тарханкутского полуострова. Алевро-песчаники верхнего палеоцена и среднего эоцена имеют локальное развитие в районе Северо-Восточного Присивашья; к северу, западу и югу от этого района происходит фациальное замещение водоносных пород водоупорными мергелями и известняками.

В районе Северо-Восточного Присивашья указанные водоносные горизонты гидравлически взаимосвязаны и представляют собой единую гидродинамическую систему, в которой основную роль водоносных пород играют песчаники. Подземные воды горизонтов напорные; статические уровни повсеместно устанавливаются на 20–60 м выше дневной поверхности, исключая западную часть Тарханкутского полуострова, где они располагаются ниже поверхности земли.

Известняки Маастрихта дают небольшие притоки подземных вод (50–100 м³/сут). Минерализация пластовых вод этих отложений достигает 42 г/л. В пределах Керченского полуострова на Кубышевской площади из маастрихтских отложений получен дебит 1500 м³/сут при понижении давления на 10,4 МПа.

Коллекторские свойства дат-палеоценовых отложений характеризуются неоднородностью в связи с неравномерной трещиноватостью водовмещающих известняков как по площади их распространения, так и по разрезу. Дебиты скважин, вскрывающих дат-палеоценовые отложения, преимущественно меньше 50 м³/сут; на отдельных участках Северо-Восточного Присивашья и северного борта Причерноморской впадины они достигают 250 м³/сут.

Водоносность песчаников верхнего палеоцена и среднего эоцена, развитых в Северо-Восточном Присивашье, характеризуется дебитами скважин, вскрывающих эти отложения, при самоизливе закономерно возрастающих в восточном направлении в сторону увеличения песчанистости разреза водовмещающих пород от 3 до 2440 м³/сут при понижениях давления соответственно 0,15 и 0,17 МПа. Развитые на остальной территории мергели и известняки палеоцена и эоцена обладают низкими коллекторскими свойствами.

Подземные йоды маастрихт среднеэоценовых изложений по химическому составу преимущественно хлоридно-натриевые; минерализация их и различных частях артезианского бассейна колеблется от 22,7 до 35,7 г/л. Температуры пластовых вод в зависимости от глубины залегания водоносного комплекса составляют 50–70 °С.

Верхнемеловые водоносные отложения широко распространены в пределах Черноморской впадины и Равнинного Крыма. Подземные воды в этих отложениях приурочены к трещиноватым известнякам и мергелям сеномана, турона, кампана, маастрихта и дата; в Северо-Восточном Причерноморье среди водоносных пород появляются прослои песчаников и алевролитов. Дебиты скважин при самоизливе из известняков сеномана, турона и кампана составляют от 1 до 80 м³/сут. Минерализация подземных вод этих отложений изменяется от 20 до 29 г/л и выше.

Напорные воды неокомаптских отложений приурочены к базальным кварцево-полевошпатовым песчаникам, алевролитам и конгломератам. Альбская толща в основном водоупорна; водоносность в ней связана с отдельными прослойями песчаников, песков и конгломератов. Нижнемеловые отложения обладают низкими коллекторскими свойствами; дебиты вскрывающих их скважин колеблются в пределах от 0,34 до 0,53 м³/сут.

Подземные воды *домеловых* отложений, вскрытых скважинами в пределах Равнинного Крыма на глубинах от 120 (северный склон Крымских гор) до 1400 м (Новоселовское поднятие), приурочены в палеозое к известнякам с прослойями сланцев и эфузивов, а в триасе и юре к флишеобразным глинисто-песчаным отложениям и конгломератам. Коллекторские свойства водовмещающих пород низкие, в связи с чем дебиты скважин, вскрывающих эти породы, невелики и составляют 0,1–20 м³/сут. Минерализация подземных вод изменяется от 18 до 89 г/л и выше.

На большей части территории бассейна в отложениях маастрихт-среднеэоценового комплекса распространены подземные воды хлоридно-натриевого состава. В районе предгорий Крыма преобладают воды сульфатно-гидрокарбонатно-натриевого, гидрокарбонатно-хлоридно-натриевого типа и гидрокарбонатные воды сложного катионного состава. Минерализация подземных вод здесь достигает 7–10 г/л. На остальной территории бассейна она быстро возрастает с юга на север и составляет на территории северо-восточного Присивашья 30–36 г/л и выше.

Гидрогеологические бассейны Скифской (Предкавказской) плиты охватывают территорию одноименной платформенной структурной области. В ее пределах выделяются два крупных наложных по геологическому строению и гидрогеологическим условиям гидрогеологических бассейнов: Азово-Кубанский и Восточно-Предкавказский. Главнейшими тектоническими структурами в пределах бассейнов являются: Восточно-Кубанский прогиб, Адыгейский выступ, Западно-Кубанский прогиб, северное предгорье Большого Кавказа, моноклинальное погружение северного склона Кавказа, Терско-Каспийский краевой прогиб, Ставропольский свод, Прикумское поднятие, Восточно-Манычский и Чернолесский прогибы.

5.6. Азово-Кубанский гидрогеологический бассейн

Азово-Кубанский бассейн расположен в пределах одноименной впадины, образованной юго-восточным крылом Скифской платформы и примыкающими к ней с юго-запада передовыми прогибами. На севере он граничит с Ростовским выступом Украинского кристаллического щита Русской платформы; от Донецкой системы и ее погребенного продолжения – вала Карпинского – он отделен Кумо-Манычской системой широтных прогибов; на востоке бассейн ограничен Ставропольским сводовым поднятием, а с юга – альпийскими горными сооружениями Кавказа. Сочленение бассейна с кавказскими горными сооружениями происходит через посредство глубокого Западно-Кубанского прогиба платформенного типа. Для тектонического строения Азово-Кубанского гидрогеологического бассейна характерно взаимодействие продольной и поперечной тектонических зональностей.

В строении толщи осадочного чехла бассейна принимают участие отложения триасового, юрского, мелового, палеоген-неогенового и четвертичного возраста. В гидрогеологическом отношении толща осадочных отложений разделяется на три этажа (юрско-нижнемеловой, верхнемеловой эоценовый, неоген-четвертичный) благодаря широкому развитию двух региональных водоупоров: глин майкопа мощностью до 1000 м и глин среднего и верхнего альба мощностью до 250–300 м.

Водоносный комплекс верхнемеловых отложений бассейна представлен толщей трещиноватых известняков и мергелей с прослойями глин верхнего турона – нижнего сантонса, выходящих на поверхность на северном склоне Кавказской моноклиниали. Глубины залегания кровли водоносного комплекса составляют в пределах юго-восточного обрамления бассейна от 500 до 1500 м, в Восточно-Кубанском прогибе – от 2000 до 3000 м, в Западно-Кубанском прогибе и в пределах Тимашовской ступени – около 1500 м. Общая мощность комплекса возрастает от 50–100 м на севере до 300–700 м в южной части бассейна; эффективная мощность водоносных пород изменяется от 20 до 200 м. Комплекс перекрыт водоупорными глинами кампан-маастрихта мощностью до 400 м, а в осевой части Восточно-Кубанского прогиба и на Адыгейском выступе – глинами палеоцена мощностью до 200 м. На приподнятых структурах Адыгейского выступа (Майкопской, Кужорской) водоупорные отложения отсутствуют и верхнемеловой комплекс гидравлически связан с палеоценовым. В районе Армавирской, Бейсугской площадей и г. Апшеронска верхнемеловые отложения отсутствуют.

Коллекторские свойства пород водоносного комплекса весьма изменчивы, однако повсеместно характеризуются низкими величинами проницаемости и водопроводимости (табл. 5.13).

Т а б л и ц а 5.13

Цифровая гидрогеологическая модель верхнемелового водоносного комплекса Азово-Кубанского бассейна

Площадь	Глубина залегания комплекса, м	Эффективная мощность, м	Коэффициент фильтрации, м/сут	Водопроводимость, м ² /сут
Крыловская	1630–2120	45	0,001	0,02
Терновская	2114–2477	90	0,0015	0,04
Березанская	2117–2272	100	0,001	0,10
Кропоткинская	2854–3301	200	0,001	0,30
Расшеватская	2420–2940	294	0,001	0,30
Гаевская	2337–2651	44	0,009	0,40
Псебенская	815–1603	116	0,020	1,80
Некрасовская	2888–3024	70	0,001	0,07
Темиргоевская	3355–3699	100	0,002	0,20
Советская	3033–3456	87	0,001	0,10
Дообская	0–1056	73	0,016	4,70
Майкопская	2310–2350	30	0,001	0,03
Горячий Ключ	115–441	240	0,020	4,80
Ровненская	1870–2079	32	0,004	0,13
Хадыженская	260–350	90	0,080	7,00
Баракаевская	200–300	40	0,001	0,04

В связи с трещинным характером и неравномерной проницаемостью карбонатных пород наряду с низкими дебитами скважин иногда отмечаются притоки до 1000 м³/сут и более.

Минерализация и химический состав подземных вод закономерно изменяются от обрамления Западно-Кубанской впадины к центральным и северным частям бассейна. В районах выходов пород комплекса на поверхность и в узкой полосе Северо-Кавказской моноклиниали, прилегающим к Кавказу, распространены пресные и солоноватые воды пестрого состава. С погружением в северном направлении минерализация возрастает до 50–70 г/л; при этом в диапазоне минерализации 10–35 г/л подземные воды имеют преимущественно сульфатно-хлоридно-кальциево-натриевый или гидрокарбонатно-хлоридно-натриевый состав, при более высокой минерализации – хлоридно-натриевый состав.

Водоносный комплекс нижнемеловых отложений широко развит в пределах Азово-Кубанского бассейна, отсутствуя лишь на приподнятых участках Ростовского свода, на севере Бейсугского поднятия и в пределах некоторых структур Армавиро-Невинномысского вала. Нижнемеловые отложения выходя на по-

верхность лишь вдоль западных предгорий Кавказа. Сложное геологическое строение бассейна подчеркивается разнообразием глубин залегания комплекса, которые составляют в пределах Ростовского и Адыгейского выступов 1000–2000 м, на Каневско-Березанском валу – 2300–7000 м, в Восточно-Кубанском прогибе – до 3000 м, в Западно-Кубанском прогибе – 5000–7000 м. Мощность водоносных пород изменяется от десятков до 3000 м.

Терригенная толща нижнего мела включает ряд водоносных горизонтов (в отложениях готерива, баррема, нижнего алта, верхнего апта – нижнего альба), разделенных водоупорными отложениями и имеющих самостоятельное значение лишь на отдельных участках бассейна. На большей части территории водоносные горизонты сообщаются между собой, образуя единую водонапорную систему.

Водовмещающие породы представлены частым переслаиванием песков, песчаников, алевролитов, конгломератов, гравелитов, общая эффективная мощность которых в северо-восточных, восточных и юго-восточных частях бассейна не превышает 50 м, а в пределах погруженных частей Ейской впадины и Западно-Кубанского прогиба достигает 200 м и более.

Фильтрационные и водоносные свойства нижнемелового водоносного комплекса разнообразны и определяются главным образом их литолого-фациональным составом (табл. 5.14).

Таблица 5.14

Цифровая гидрогеологическая модель нижнемелового водоносного комплекса Азово-Кубанского бассейна

Площадь	Глубина залегания комплекса, м	Эффективная мощность, м	Коэффициент фильтрации, м/сут	Водопроводимость, м ² /сут
Воронцовская	2125–2376	70	0,130	9,0
Канеловская	1237–1440	15	0,800	12,0
Кущевская	1355–1605	50	0,014	0,7
Щербиновская	2020–2218	100	0,300	36,0
Староминская	1914–2100	29	0,003	0,1
Новоминская	2053–2313	87	0,090	8,0
Октябрьская	1885–2525	13	0,030	0,4
Бейсугская	1679–1780	35	0,006	0,8
Каневская	1634–1800	200	0,150	30,0
Крыловская	2185–2455	60	0,300	18,0
Ленинградская	1997–2319	54	0,600	30,0
Челбасская	1983–2228	37	0,380	14,0
Брюховецкая	2899–3221	66	0,100	6,6

Водопроводимость пород комплекса невелика и не превышает $30 \text{ м}^2/\text{сут}$. Максимальные ее значения связаны с наличием в разрезе сравнительно хорошо проницаемых разностей пород и отмечаются на Адыгейском выступе и в Ейско-Березанской зоне поднятий (Лабинская, Майкопская, Ярославская, Тульская, Ширвано-Безводиенская, Щербиновская, Каневская, Ленинградская площади). Слабоизученные из-за больших глубин залегания обширные районы Западно-Кубанского прогиба, Тимашовской ступени и Восточно-Кубанского прогиба характеризуются развитием пород с водопроводимостью менее $10 \text{ м}^2/\text{сут}$.

Подземные воды нижнемелового комплекса повсеместно обладают значительным гидростатическим давлением. Величины избыточных давлений над устьем скважин часто составляют 1–2 МПа, а в отдельных случаях достигают 3 МПа (площадь Великая). На севере и востоке бассейна уровни подземных вод залегают ниже поверхности земли на глубинах от 30–40 м (Воронцовская площадь) до 190 м (Надзорненская площадь). Положение уровня подземных вод в скважинах определяется общей конфигурацией пьезометрической поверхности подземных вод комплекса; последняя постепенно понижается с юго-востока на северо-запад. В центре Западно-Кубанского бассейна, представляющего собой зону постседиментационного гидрорежима с развитием аномально-высоких пластовых давлений, подземные воды отжимаются в области с большей водопроводимостью пород.

На значительной части территории бассейна подземные воды имеют температуру 50–100 °С. Максимальные значения температур (более 150 °С) отмечаются в Западно-Кубанском прогибе и в пределах Тимашовской ступени; температура 170 °С зафиксирована на площади Медведовская.

Подземным водам нижнемеловых отложений свойственна гидрохимическая зональность, проявляющаяся в смене пресных и солоноватых вод в районах инфильтрации (питания и создания напора подземных вод комплекса) на минерализованные воды и рассолы гидрокарбонато-хлоридно-натриевого и хлоридно-натриевого состава. Минерализация подземных вод в зависимости от условий их распространения изменяется от 1 до 40 г/л и выше.

Юрский водоносный комплекс представляет собой сложную водонапорную систему, включающую несколько разделенных водоупорами водоносных горизонтов. Глубина залегания юрских горизонтов постепенно возрастает от 0–500 м в зоне сочленения Кавказской моноклинали со складчатыми сооружениями Большого Кавказа до 3000–4000 м в центре Восточно-Кубанского прогиба и, по-видимому, до 6000–8000 м в осевой зоне Западно-Кубанского прогиба. Общая мощность комплекса изменяется от нескольких десятков до 2300 м, эффективная мощность – от 10 до 200 м.

Коллекторские свойства пород обусловлены их литолого-фациальным составом. Проницаемость водоносных терригенных отложений невелика и не превышает $0,1 \text{ мкм}^2$. В пределах Западно-Кубанского прогиба проницаемость юрских отложений составляет преимущественно менее $0,01 \text{ мкм}^2$ в Восточно-Кубанском прогибе – от $0,01$ до $0,1 \text{ мкм}^2$ и лишь в юго-восточной части последнего – от $0,1$ до $0,5 \text{ мкм}^2$. Фильтрационные свойства комплекса приводятся в таблице 5.15.

Т а б л и ц а 5.15

Цифровая гидрогеологическая модель юрского водоносного комплекса Азово-Кубанского бассейна

Площадь	Глубина залегания комплекса, м	Эффективная мощность, м	Коэффициент фильтрации, м/сут	Водопроводимость, $\text{м}^2/\text{сут}$
Лабинская	2535–3096	50	0,060	3,0
Александровская	4008–4300	25	0,040	1,0
Советская	2344–2620	90	0,040	3,6
Южно-Советская	3035–3200	80	0,120	9,4
Чайкинская	2450–2577	50	0,100	5,0
Безводная	1528–1900	30	0,780	23,0
Барзкаевская	550–1800	180	0,120	21,0
Победа	1794–2707	54	0,007	0,4
Самурская	1650–2208	110	0,064	7,0
Краснодагестанская	1546–1960	420	0,002	1,0
Щедокская	350–1700	4	1,000	4,0
Урупская	500–1428	30	0,440	13,4
Фроловская	2857–3262	207	0,100	23,0
Черкесская	920–1851	422	0,300	130,0
Тульская	1816–3355	50	0,090	4,5

Минерализация подземных вод юрского водоносного комплекса меняется в широких пределах – от 1 до 76 г/л и выше. Наблюдается отчетливая тенденция роста минерализации на северном склоне Кавказской моноклинали, в северо-западном и северном направлениях. Состав подземных вод постепенно меняется от сульфатно-

хлоридно-кальциево-натриевого к гидрокарбонатно-хлоридно-натриевому, а затем к хлоридно-натриевому и хлоридно-кальциево-натриевому. На Ярославской площади внутри кимеридж-титона соленосной толщи вскрыты крепкие хлоридно-натриевые рассолы с минерализацией 410 г/л.

Температура подземных вод юрского водоносного комплекса колеблется в пределах от 20 до 220 °С. Максимальные температуры (свыше 200 °С) фиксируются в осевой части Западно-Кубанского прогиба; воды с температурой более 50 °С распространены в осевой зоне Восточно-Кубанского прогиба и в пределах Тимашовской ступени. В зоне активного водообмена подземные воды имеют температуру 20–50 °С.

5.7. Восточно-Предкавказский гидрогеологический бассейн

Восточно-Предкавказский гидрогеологический бассейн расположен в пределах моноклинального погружения склона Кавказского хребта, Терско-Каспийского краевого прогиба, Терско-Кумской впадины, Восточно-Манычского прогиба и вала Карпинского, осложненных многочисленными антиклинальными поднятиями. Наиболее крупными из них являются Прикумско-Тюленевская зона поднятий, Терско-Сунженская и Южно-Дагестанская антиклинальные зоны, в переделах которых отмечаются многочисленные мелкие брахиантиклинальные складки, связанные в основном с глубинными разломами.

Толща осадочных отложений, залегающих на дислоцированных и метаморфизованных породах палеозойского фундамента, представлена преимущественно морскими песчано-глинистыми, реже карбонатными породами мезокайнозойского и четвертичного возраста. Южная граница бассейна проходит по отрогам Главного Кавказского хребта, западная по наиболее приподнятым частям Эльбрусско-Ставропольского поднятия, северная – по центральной зоне вала Карпинского; на востоке бассейн простирается под акваторию Каспийского моря.

В толще мезокайнозойских отложений выделяются поит-мэотический, сарматский, караган-чокракский, майкопский, эоценовый, палеоценовый, верхне-, нижнемеловой, юрский и доюрский водоносные комплексы.

Верхнемеловой водоносный комплекс представлен трещиноватыми известняками с прослойми мергелей, глин и песчаников. Породы комплекса выходят на поверхность на северном склоне Кавказа; во внутренних частях бассейна глубины залегания верхнемеловых отложений изменяются от 250 до 3600 м в зоне третичной складчатости Дагестана, от 1200 до 3500 м в Терско-Сунженском прогибе и от 2100 до 3000 м в пределах Терско-Кумской впадины.

Подземные воды верхнемеловых отложений являются напорными, пластово-трещинными. Вследствие неравномерной трещиноватости и проницаемости водообильность пород комплекса разнообразна. Дебиты скважин в предгорном Дагестане колеблются от 5 до 1340 м³/сут, в Терско-Сунженской антиклинальной зоне – от первых десятков до 600 м³/сут. В ряде случаев в пределах сводов антиклинальных структур на участках повышенной трещиноватости карбонатных пород дебиты скважин достигают 5000 м³/сут. Начальные удельные дебиты скважин на Бярикейской структуре достигали 50 000 м³/сут.

Температура подземных вод верхнемелового комплекса составляет 50–100 °C, увеличиваясь в областях погружения водоносных пород в пределах впадин до 150 °C.

Минерализация и химический состав подземных вод разнообразны (табл. 5.16) и определяются главным образом структурным положением и глубиной опробуемых скважинами интервалов верхнемеловых отложений.

Т а б л и ц а 5.16

Цифровая гидрохимическая модель подземных вод верхнемелового водоносного комплекса Восточно-Предкавказского бассейна

Площадь опробования	Глубина опробования, м	Общая минерализация, г/л
Избербаш	3680–3801	35
Бярикей	495–1137	21
Хошмензил	374–675	67
Шамкал-Булак	2656–2804	1
Старогрозненская	4450–4540	24
Назрано-Яндырская	3104–3140	48
Серноводская	2735–2860	46
Хаян-Корт	3433–3840	35
Заманкульская	2072–2150	38
Правобережная	5204–5349	34
Западно-Гудермесская	4020–5020	35
Малгобекская	2693–2877	42
Русский Хутор	2131–2615	41

В зоне третичной складчатости Дагестана минерализация хлоридно-натриевых вод составляет 10–70 г/л. В этих водах редкие щелочные металлы содержатся в количествах 12–53 мг/л; концентрации калия составляют 160–360 мг/л и выше.

В Терско-Сунженской зоне распространены преимущественно хлоридно-натриевые воды с минерализацией 34–50 г/л.

В Терско-Кумской впадине подземные воды верхнемеловых отложений вскрыты на глубинах 2130–3278 м. По составу эти воды хлоридно-натриевые, минерализация их изменяется от 28 до 55 г/л и выше.

Нижнемеловой водоносный комплекс в пределах Восточного Предкавказья имеет повсеместное распространение и представлен карбонатно-терригенными породами, общая мощность которых составляет в Терско-Каспийском прогибе 200–1810 м (эффективная мощность 65–400 м), в Терско-Кумской впадине – 420–830 м (эффективная мощность 120–450 м) и в районе вала Карпинского – 200–800 м (эффективная мощность около 150–200 м). Глубина залегания водоносного комплекса изменяется в Терско-Каспийском прогибе от 175 до 4400 м; в Терско-Кумской впадине от 2500 до 4200 м; в пределах вала Карпинского от 350 до 2000 м.

Водопроводимость водоносных отложений нижнемелового водоносного комплекса в среднем составляет 1–19 м²/сут в Терско-Сунженской зоне, 1–64 м²/сут в Терско-Кумской впадине и 11–91 м²/сут на валу Карпинского. В нижнемеловых отложениях скважинами вскрываются высоконапорные и высокотермальные хлоридно-натриевые и хлоридно-кальциево-натриевые воды, температура которых изменяется от 28–50 °С на северной и южной окраинах бассейна до 150 °С и более в самых погруженных частях впадин и прогибов. Дебиты отдельных скважин невелики и при опробовании равны 60–120 м³/сут, реже 350–450 м³/сут, достигая иногда в пределах вала Карпинского 800–1300 м³/сут.

В изменении химического состава и минерализации подземных вод наблюдается зональность, заключающаяся в смене широко распространенных вблизи выходов водоносных пород на поверхность слабоминерализованных вод гидрокарбонатно-хлоридно-натриевого, сульфатно-хлоридно-кальциево-натриевого и иного состава хлоридно-иатриевыми и хлоридно-кальциево-натриевыми водами высокой минерализации и рассолами. Химический состав подземных вод приводится в таблице 5.17. Характерной особенностью глубокозалегающих вод нижнемеловых отложений является преимущественное содержание хлоридов при низком содержании гидрокарбонатов и сульфатов.

Таблица 5.17

**Цифровая гидрохимическая модель подземных вод нижнемелового
водоносного комплекса Восточно-Предкавказского бассейна**

Площадь опробования	Глубина опробования, м	Общая минерализация, г/л
Вишневская	911–1106	85
Бешкульская	824–1036	108
Тенгутинская	1126–1158	89
Олейниковская	911–982	87
Улан-Хольская	2106–2235	118
Ермолинская	1956–2216	125
Каспийская	1836–1933	126
Артезианская	2411–2684	123

В пределах Терско-Каспийского прогиба преимущественным распространением пользуются хлоридно-натриевые воды с минерализацией 47–144 г/л, содержанием кальция 814–4908 мг/л. На остальной территории Восточно-Предкавказского бассейна широко распространены хлоридно-кальциево-натриевые воды с минерализацией преимущественно выше 80–100 г/л, содержащие до 950 мг/л кальция и выше.

Среднеюрский водоносный комплекс представлен песчаниками, переслаивающимися с глинами, аргиллитами и алевролитами. Общая мощность водоносного комплекса изменяется от 85 до 630 м в Терско-Сунженской зоне и от 100 до 800 м в Терско-Кумской впадине и на валу Карпинского. Глубины залегания юрских отложений в общем находятся в соответствии с геолого-текtonическим строением бассейна. В пределах вала Карпинского глубина его залегания изменяется от 1000 м в западной части до 2500 м в восточной части; в Терско-Кумской впадине глубина залегания пород комплекса увеличивается в восточном и юго-восточном направлениях от 2720 до 3655 м и превышает 5000 м в Тарумовской скважине; в пределах Терско-Сунженской зоны глубины залегания комплекса изменяются от 2480 до 4200 м и более.

Эффективная мощность водоносного комплекса юрских отложений в пределах Восточно-Предкавказского бассейна изменяется от 30 до 216 м, водопроводимость – от 1 до 85 м²/сут. Дебиты скважин при вскрытии водоносных пород юрского комплекса колеблются в широких пределах – от единиц до 300 м³/сут.

Подземные воды являются высокотермальными. Их температуры в пределах вала Карпинского изменяются от 40 до 120 °С. В Терско-Кумской впадине пластовые температуры изменяются от 150 до 195 °С, превышая в наиболее глубоких частях бассейна 200 °С. В Терско-Сунженской зоне температуры подземных вод юрских отложений составляют 100–150 °С.

В южных и юго-западных районах Восточно-Предкавказского бассейна подземные воды юрских отложений характеризуются смешанным гидрокарбонатно-хлоридно-натриевым, сульфатно-хлоридно-кальциево-натриевым, а также хлоридно-натриевым составом и относительно невысокой (3–27 г/л) минерализацией. При погружении юрского водоносного комплекса на большие глубины возрастает минерализация подземных вод, а их состав становится хлоридно-кальциево-натриевым. Сведения о составе и минерализации подземных вод юрского водоносного комплекса приводятся в таблице 5.18.

Таблица 5.18

Цифровая гидрохимическая модель подземных вод юрского водоносного комплекса Восточно-Предкавказского бассейна

Площадь опробования	Глубина опробования, м	Общая минерализация, г/л
Тенгутинская	1428–1923	112
Меклатинская	1982–1987	146
Ики-Бурульская	1102–1479	107
Восточно-Камышанская	2258–2261	101
Красно-Камышанская	2598–2605	146
Нарын-Худукская	2279–2281	116
Улан-Холл	2180–2486	118
Каспийская	2068–2480	136
Артезианская	2756–2759	130
Журавлевская	3888–3913	114

В Терско-Каспийском прогибе бассейна распространены хлоридно-кальциево-натриевые воды с минерализацией 47–150 г/л и эквивалентным содержанием кальция от 5 до 17 %.

На большей части Восточно-Предкавказского бассейна распространены воды аналогичного состава с минерализацией преимущественно 80–150 г/л с повышенным эквивалентным содержанием хлоридов кальция (от 6 до 23 %).

5.8. Прикаспийский гидрогеологический бассейн

Прикаспийский гидрогеологический бассейн занимает низменный Северный Прикаспий на крайнем юго-востоке Русской равнины, где степные пространства сменяются полупустыней, которую называют аванпостом азиатских пустынь в Европе. Это одна из наиболее обширных низменностей Евразии, поверхность которой опущена ниже уровня Мирового океана (рис. 5.5).

На западе Прикаспийский бассейн обрамляется долиной Волги и крутыми, глубоко расчлененными склонами Приволжской возвышенности. На юго-западе ее ограничивает Ергенинская возвышенность.

Северное обрамление составляют равнины Сыртowego Заволжья и высокие (до 200–250 м абсолютной высоты) склоны Общего Сырта. На востоке бассейн ограничен обрывами Подуральского плато, а на юго-востоке – структурами Устюрта.

Прикаспийский бассейн орографически представляет наклонную в сторону Каспийского моря плоскую безводную и бессточную равнину с абсолютными высотами, достигающими у окраин низменности 45–50 м и снижающимися к югу до –28, –28,5 м на общем равнинном фоне лишь на отдельных участках возвышаются сложенные коренными породами поднятия солянокупольного происхождения, размытые и абрадированные древними морями. Наиболее приподняты гора Большое Богдо (152 м абсолютной высоты), гора Улаган (67 м), причелкарские горы Сантас и Сасай (71 и 94 м) и Индерские горы (60 м).

Прикаспийский бассейн представляет морскую аккумулятивную равнину, поверхность которой в позднечетвертичное время покрывалась водами древне-каспийского (хвалынского) моря.

Прикаспийский бассейн формировался в древней тектонической впадине, наиболее глубокая часть которой занята Каспийским морем. Впадина заполнена толщей осадочных песчано-глинистых отложений, пласти четвертичного и плиоценового возраста залегают на древних континентальных и морских осадках. Наиболее древние из них относятся к палеозою. Мощность коренной осадочной толщи очень большая. На юге низменности она превышает 8000–9000 м, местами достигает 15 000–20 000 м. Древние осадочные породы (пермские и юрские, иногда меловые и третичные) выходят на поверхность только в области солянокупольных поднятий – подземных островных гор (Богдо, Индер и др.).

В осадочном чехле Прикаспийской впадины выделяются два гидрогеологических этажа (надсолевой и подсолевой), разделенные между собой соленосной толщей. Мощность соленосных отложений достигает 2–3 км, но она значительно варьирует на небольших расстояниях вследствие проявления соляной тектоники (рис. 5.6).

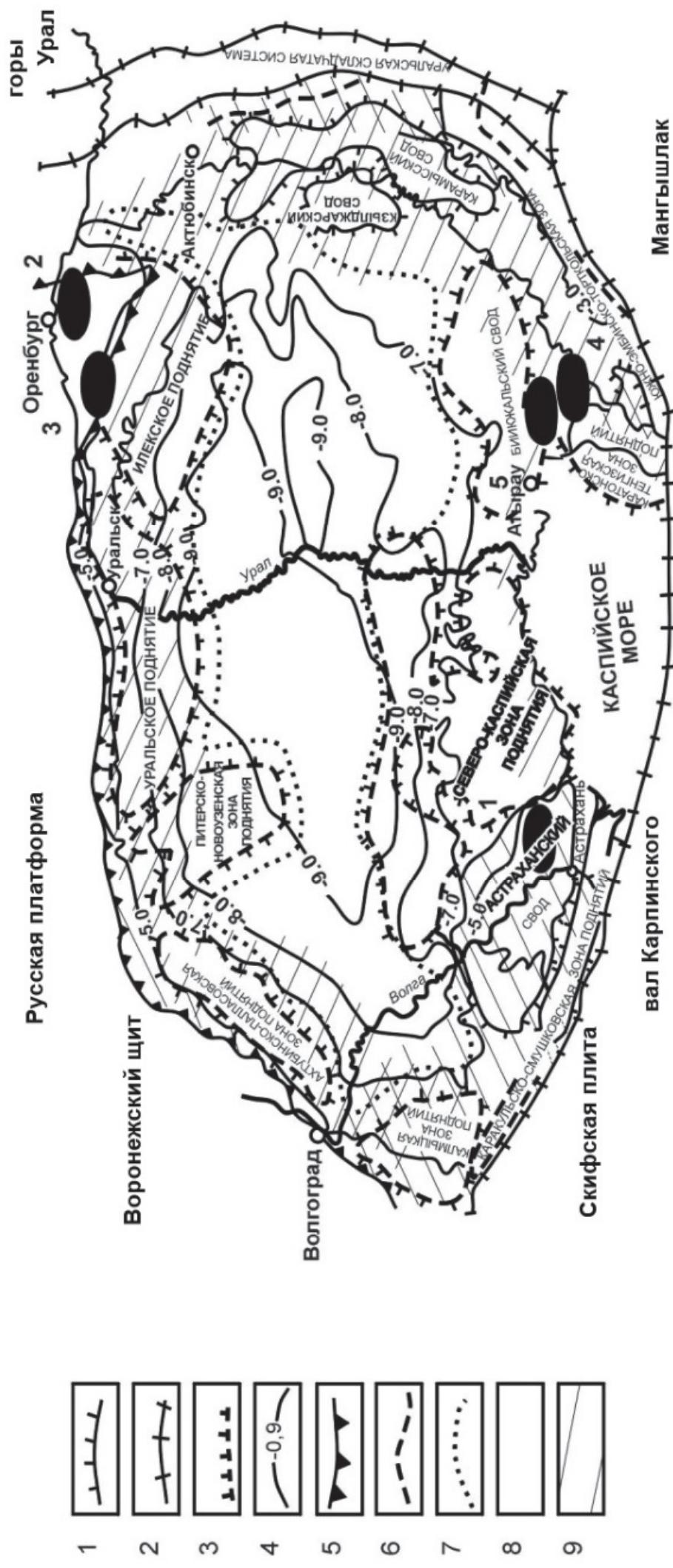


Рис. 5.5. Гидрогеологическая модель Прикаспийского бассейна:

1 – крупные структурно-тектонические элементы; 2 – южная и восточная границы Прикаспийской впадины; 3 – предполагаемые границы структурно-тектонических элементов; 4 – изогипсы по кровле подсолевых отложений; 5 – западная и северная границы Прикаспийского бассейна; 6 – граница распространения солей на востоке Прикаспийского бассейна; 7 – границы Центрально-Прикаспийской впадины; 8 – зоны распространения вод с минерализацией 180–250 г/дм³; 9 – зоны распространения вод с минерализацией менее 180 г/дм³.

Месторождения: 1 – Астраханская; 2 – Оренбургская; 3 – Карабаганская; 4 – Карацаганакская; 5 – Тенгизская; 5 – Жанажол

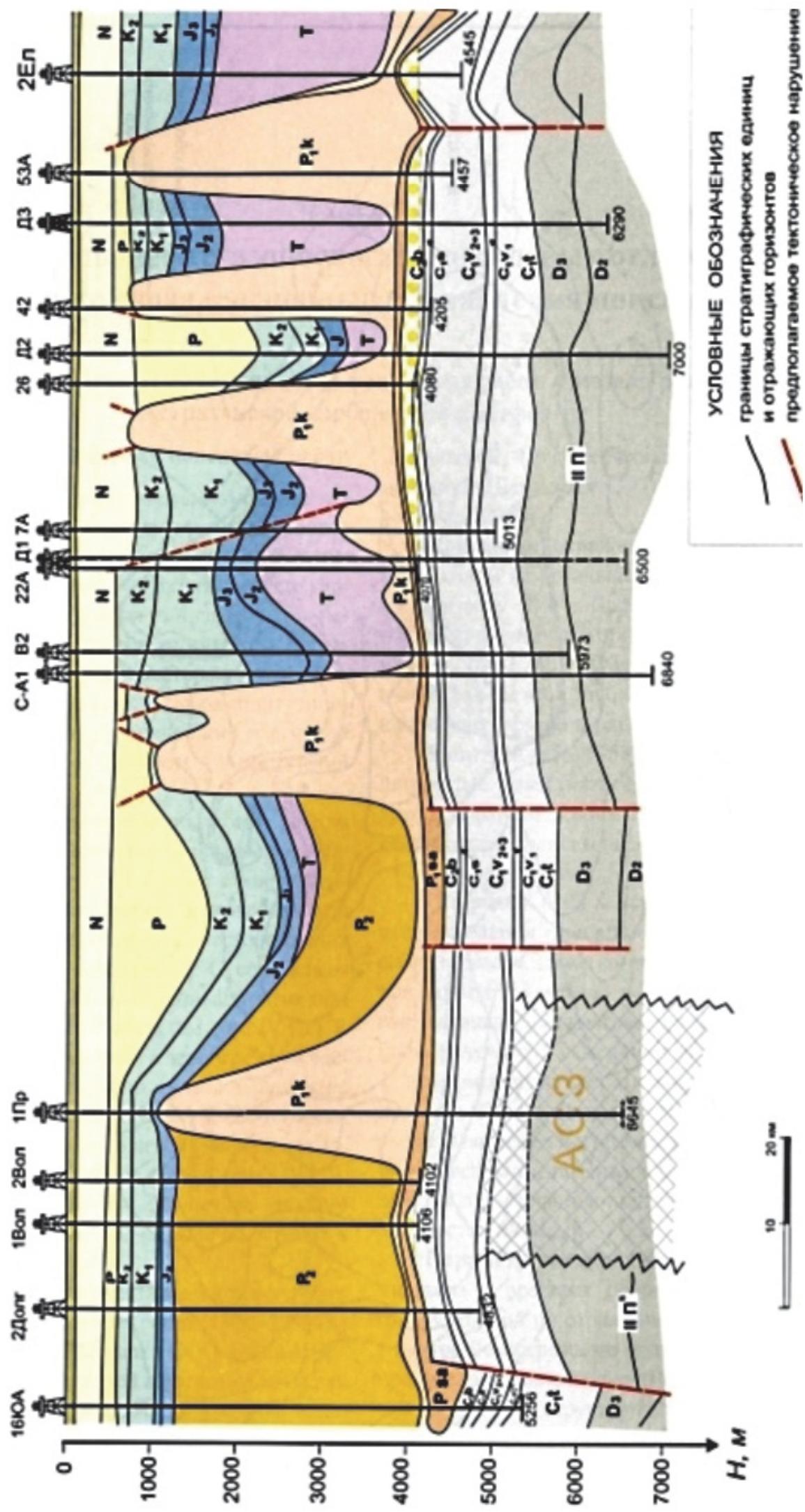


Рис. 5.6. Гидрогеологический разрез Прикаспийского бассейна, АС3 – аномальная сейсмическая запись

А.С. Зингером и другими исследователями в гидрогеологическом разрезе подсолевого этажа Прикаспийского бассейна были выделены четыре водоупора (снизу вверх): 1) муллинский; 2) тульский; 3) верейский; 4) кунгурский, которые разделили всю осадочную толщу на пять водонапорных комплексов.

Гидрогеологический комплекс терригенного девона относится к нижнему структурному этажу и представлен отложениями от рифейского до среднедевонского включительно (А. И. Димаков, 1988 и др.). Значительные мощности комплекса (до 4,5 км) фиксируются в Южно-Эмбенском прогибе. Этот комплекс включает водоносные горизонты, приуроченные к терригенным, местами карбонатным отложениям додевонского, нижне- и среднедевонского возраста.

На северо-западе Прикаспийского бассейна развиты воды с минерализацией ниже 200 г/л и повышенной сульфатностью. Восточнее распространены высокоминерализованные воды с содержанием солей выше 225 г/л. Юго-восточнее комплекс характеризуется уменьшением минерализации подземных вод домуллинского комплекса от 200 до 100 г/л.

Гидрогеологический комплекс нижнего карбона (дотульский) сложен карбонатными породами. Высокоминерализованные воды хлоркальциевого типа занимают содержат солей до 290 г/л. В южной части водоносного комплекса дебит воды изменяется от 1,8 до 396 м³/сут. Минерализация воды составляет 170–250 г/л сульфатно-натриевого типа. На восточном борту бассейна из водоносного комплекса получен приток воды с минерализацией 182 г/л. Натрий-хлорный коэффициент равен 0,95.

Гидрогеологический комплекс терригенных отложений нижнего карбона характеризуется невыдержанностью емкостно-фильтрационных свойств как в региональном плане, так и на отдельных площадях. Минерализация нижнекаменноугольных отложений составляет 102 г/л, натрий-хлорное отношение – 0,88. В юго-западной части бассейна получены метаморфизованные пластовые воды с низкой минерализацией (70 г/л). Тип воды – хлоркальциевый.

Гидрогеологический комплекс карбонатных отложений верхнего карбона. В северной части бассейна развиты высокометаморфизованные воды с минерализацией до 260 г/л.

В южной части воды характеризуются минерализацией 70–130 г/л, тип вод чаще хлоркальциевый. В солевом составе преобладают хлор (46–48 %-экв) и натрий (25–40 %-экв). Содержание кальция невысокое, всего 1–5 %-экв. Доля ионов магния в водах 0,5–3 %-экв. Концентрации сульфатов в водах незначительны (до 1 %-экв). Содержание гидрокарбонатов 1–3 %-экв. В юго-восточной части бассейна водопритоки пласта изменяются в широких пределах до 170 м³/сут. Минерализация подземных вод от 207 до 391 г/л, при натрий-хлорном коэффициенте метаморфизации 0,8–0,99, генетический тип – хлоркальциевый. На во-

стоке минерализация изменяется от 92 г/л до 179 г/л. Воды сульфатные, в различной степени метаморфизованные (натрий-хлорный коэффициент 0,74–1,0). В солевом составе преобладают хлориды натрия при незначительном количестве хлоридов магния, кальция и сульфатов натрия. Воды высоконапорные, излив пластовой воды со стабильным дебитом до 160 м³/сут. Коэффициент аномальности давлений равен 1,8. Пластовые температуры толщи составляют 60–90 °С.

Гидрогеологический комплекс нижней перми представлен известняками, доломитами, ангидритами, терригенно-глинистыми отложениями значительной мощностью (свыше 1,5 км). Минерализация пластовых вод от 90 до 290 г/л. Воды метаморфизованные (натрий-хлорный коэффициент = 0,5–0,8), что свидетельствует о застойной гидрогеологической обстановке недр. Пластовая температура верхней терригенной толщи изменяется в широких пределах от 44 до 90 °С.

Гидрогеологический комплекс солеродной нижней перми разделяется на филипповский и иреневский горизонты.

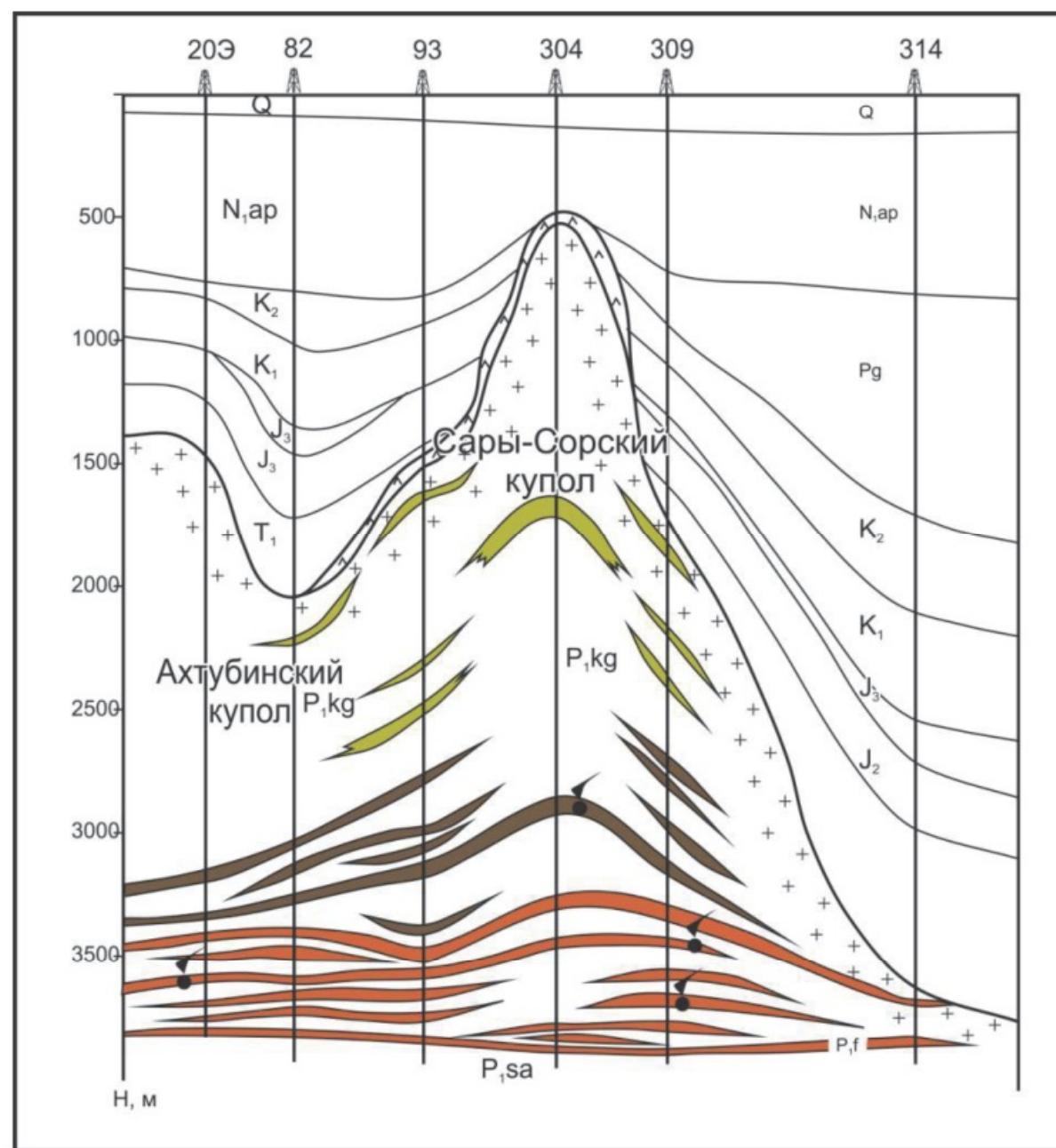
Филипповский горизонт представлен толщей доломит-ангидритового состава. Мощность горизонта, именуемого также нижний сульфатно-терригенный или сульфатно-карбонатный, на юге варьирует от 50 до 700 м и более. К иреневскому горизонту относится толща каменной соли, залегающая выше карбонатно-сульфатных отложений филипповского горизонта. В разрезе хемогенных отложений кунгура выделяется верхняя «шапка» – сульфатно-терригенная пачка (кепрок). Общая мощность комплекса достигает 2–3 км (рис. 5.7). Пластовые воды комплекса характеризуются высокой минерализацией. Соленость рапы достигает 525 г/л. Рассолы в основном высокоминерализованные, натрий-хлорный коэффициент составляет 0,5–0,9. Приток высокоминерализованной воды достигает 4–5 тыс. м³/сут.

Мощная соленосная толща является в Прикаспийском гидрогеологическом бассейне региональным водоупором, разделяющим гидрогеологический разрез подземных вод на два этажа – подсолевой и надсолевой.

Надсолевой гидрогеологический этаж Прикаспийского бассейна включает водоносные комплексы пластовых вод, приуроченные к отложениям мезозойских и четвертичных систем (рис. 5.6, 5.8).

Неоген-четвертичный водоносный комплекс включает в себя водоносные горизонты четвертичных, апшеронских и акчагыльских отложений, гидравлически связанных между собой. Коллекторами служат пески и алевролиты. Воды отложений континентального генезиса маломинерализованные (до 1, реже до 3 г/л). Минерализация обусловлена активностью водообмена в верхних водоносных горизонтах. Воды морских четвертичных отложений имеют пеструю минерализацию. По составу воды преимущественно переходного типа от гидро-карбонатно-натриевого до хлормагниевого. Воды хлоркальциевого типа появляются на глубинах

бинах более 200 м с минерализацией до 40 г/л. Натрий-хлорный коэффициент метаморфизации для комплекса в основном больше единицы. Содержание сульфатов достигает 30 мг/л, гидрокарбонатов 50 мг/л.



Условные обозначения:



Рис. 5.7. Модель межсолевых рапонасыщенных пластов в соляном куполе:

- 1 – стратиграфическая граница;
- 2 – каменная соль;
- 3 – межсолевые пласти;
- 4 – рапопроявления;
- 5 – кепрок;
- 6 – I рапоносный комплекс;
- 7 – II рапоносный комплекс;
- 8 – III рапоносный комплекс

Палеогеновый водоносный комплекс включает палеоцен-эоценовые отложения песков с прослойми песчаников и глин. Минерализация вод изменяется в пределах от 3 до 50 г/л. Натрий-хлорный коэффициент метаморфизации изменяется чаще от 0,9 до 1,2. Содержание сульфатов в водах от 50 до 300 мг/л; гидрокарбонатов до 50 мг/л.

Верхнемеловой водоносный комплекс от сеноманского до датского яруса представлен карбонатными породами. Минерализация вод резко увеличивается (до 50 г/л и более), хлоркальциевый тип становится преобладающим. Содержание сульфатов и гидрокарбонатов варьирует в широких пределах. По мере погружения водоносного горизонта увеличивается минерализация воды. Состав ее сменяется на гидрокарбонатно-хлоридный и хлоридно-натриевый. На Южной Эмбе минерализация увеличивается до 100 г/л и более. Наиболее высокие минерализации вод до 210 г/л вблизи соляных куполов. Изменения натрий-хлорного отношения в водах верхнего мела от 0,8 до 1,3. Содержания сульфатов в подземных водах изменяются до 100 мг/л, гидрокарбонатов – не более 1000 мг/л.

Воды нижнего мела приурочены к терригенным горизонтам песчаников общей мощностью до 600 м. Изменения минерализации от 40 до 130 г/л. Максимальные значения солености в водах аптских отложений в юго-восточной части бассейна достигают 240 г/л хлоркальциевого типа. Натрий-хлорный коэффициент метаморфизации изменяется от 0,7 до 0,9. Воды имеют повышенное содержание сульфатов и незначительное – гидрокарбонатов.

Юрский водоносный комплекс характеризуется высокими дебитами вод. Минерализация составляет 30–190 г/л, тип – хлоркальциевый. Натрий-хлорный коэффициент метаморфизации 0,8–0,9. Сульфатов до 260 мг/л. Содержание гидрокарбонатов до 150 мг/л. Минерализация подземных вод увеличивается от окраин к центру впадины и возрастая вниз по разрезу. Тип вод изменяется от сульфатно-натриевого до хлоркальциевого. Сульфатность вод уменьшается по мере погружения водоносного горизонта. Содержание гидрокарбонатов в водах возрастает до 500 мг/л.

Триасовый водоносный комплекс включает отложения верхней перми и триаса. Нижним водоупором комплекса является галогенная толща кунгура, имеющая повсеместное распространение. Воды относятся к крепким рассолам хлоркальциевого типа, минерализация их достигает 230–250 г/л и выше. Натрий-хлорный коэффициент (метаморфизации) низкий (0,55–0,88). Содержание карбонатов от 30 до 125 мг/л.

На востоке бассейна Ж. С. Сыдыков и другие в пермотриасовом бассейне выделяют: а) верхнепермский водоносный горизонт; б) нижний нижнетриасовый водоносный горизонт; в) верхний нижнетриасовый водоносный горизонт. Вниз по разрезу (рис. 5.8) минерализация вод возрастает. Натрий-хлорный коэффициент метаморфизации в ряде случаев уменьшается до 0,6–0,7. Тип вод – хлоркальциевый. Отмечается высокое (более 1000 мг/л) содержание сульфатов, содержание гидрокарбонатов от 150 до 500 мг/л.

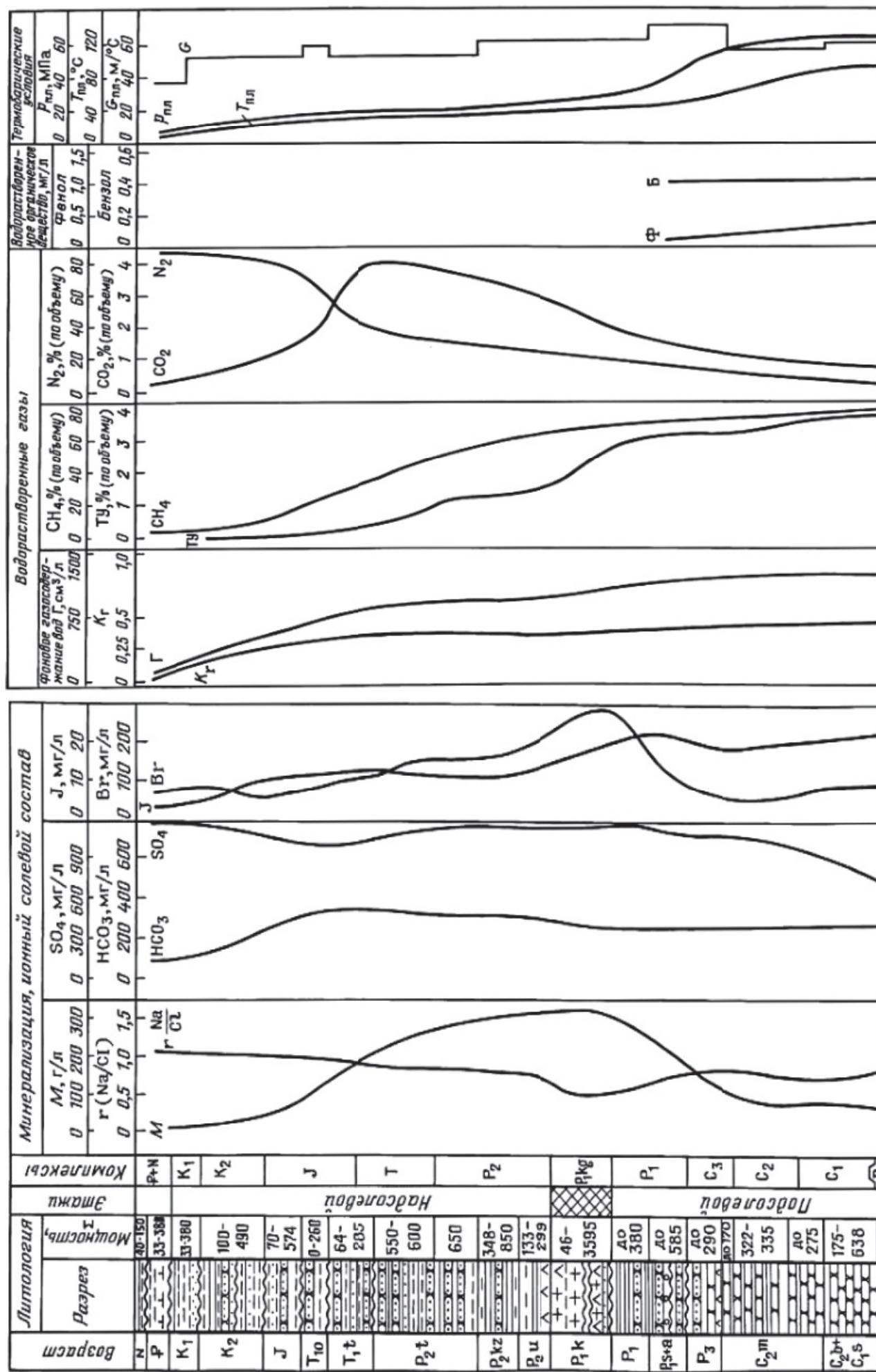


Рис. 5.8. Сводный опорный гидрогеологический разрез Прикаспийской впадины
(по материалам В. П. Ильченко, О. И. Серебряков и др.)

5.9. Сибирский гидрогеологический бассейн

Сибирский гидрогеологический бассейн занимает обширные территории криолитозоны восточнее гор Урала и побережье Северного Ледовитого океана. Складчатый архейско-протерозойский фундамент выходит на поверхность восточнее в пределах Анабарского и Алданского кристаллических щитов. Большая часть площади платформы покрыта мощным чехлом осадочных пород (до 3–6 км). На севере бассейн уходит под дно Арктических морей. Южнее, где исчезает криолитозона, проходит условная граница с Западно-Сибирским гидрогеологическим бассейном.

Характерной особенностью гидрогеологического развития бассейнов является наличие траппового магматизма, получившего широкое развитие в триасовое время. Трапповые излияния занимают почти всю западную и центральную часть Сибирской платформы. Этот магматизмоказал существенное влияние не только на породы осадочного чехла, но и на заключенные в них подземные воды.

Другим характерным фактором является развитие многолетней мерзлоты, мощность которой достигает нескольких сотен метров. Это не только затрудняет связь подземных и поверхностных вод, но и значительно снижает температуру подземных вод в глубоких частях разреза пород осадочного чехла. Мощность зоны распространения отрицательных температур достигает 1 км (Вилюйская синеклиза), а на глубинах 2–3 км температуры обычно не превышают 25–30 °C.

Наибольшее влияние на формирование химического состава глубоких подземных вод Сибирских бассейнов оказывает широкое развитие в нижне-кембрийское время процессов галогенеза, сопровождавшихся накоплением мощной толщи соленосных пород. Наибольшая мощность отложений каменной соли (до 1000 м) зафиксирована в пределах Иркутского амфитеатра; значительной мощности они достигают в Березовской и Нюйско-Джербинской впадинах. Засоленность породосадочного чехла имеет место в пределах Тунгусской синеклизы; галогенные отложения фиксируются в районах Хатангской впадины и Кемпендейских соляных куполов. В остальных районах платформы при отсутствии в разрезе солей отмечается высокая загипсованность пород.

В соответствии с геолого-тектоническим строением и гидрогеологическими условиями в бассейне выделяется несколько крупных гидрогеологических регионов.

В развитии Сибирской платформы выделяются основные стадии, характеризующиеся различными тектоническими режимами, отвечающие образо-

ванию двух структурных комплексов пород. Первый – докембрийский – сложен преимущественно терригенными отложениями, в меньшей степени карбонатными вулканогенными породами. Второй, включающий отложения от позднего докембрая до мела, представлен разнородными породами, состав и строение которых отражает изменение физико-географической обстановки и тектонического режима в развитии Сибирской платформы. Этот структурный комплекс характеризуется карбонатными, терригенными, галогенными и вулканогенными отложениями, общая мощность которых достигает в крупных впадинах 6 км.

Подземные воды и рассолы приурочены к двум основным толщам пород осадочного чехла: 1) к терригенным песчано-глинистым отложениям верхнего палеозоя – мезозоя; 2) к терригенно-карбонатным, карбонатным, часто соленосным породам верхнего протерозоя – девона.

Водоносные комплексы верхнего палеозоя – мезозоя пользуются широким развитием только в Якутском артезианском бассейне (в пределах Лено-Вилуйского и Нижнеленского артезианских бассейнов второго порядка), в Хатангском артезианском бассейне и в центральной части Тунгусского бассейна. На остальной части территории Сибирской платформы эти отложения практически отсутствуют.

Водоносные комплексы нижнего гидрогеологического этажа обладают в пределах платформы региональным распространением. Исключения имеют место только в пределах центральных частей крупных поднятий: Анабарского и Алданского кристаллических щитов, антиклиниория Енисейского кряжа. К этим отложениям приурочены наиболее концентрированные рассолы. Масштабы распространения различных типов подземных вод приведены на рисунке 5.9.

Однако изученность подземных вод криозоны бассейна в целом недостаточная и находится на начальном этапе при активизации геологоразведочных работ на Ямале, Медвежьем и других регионах бассейна.

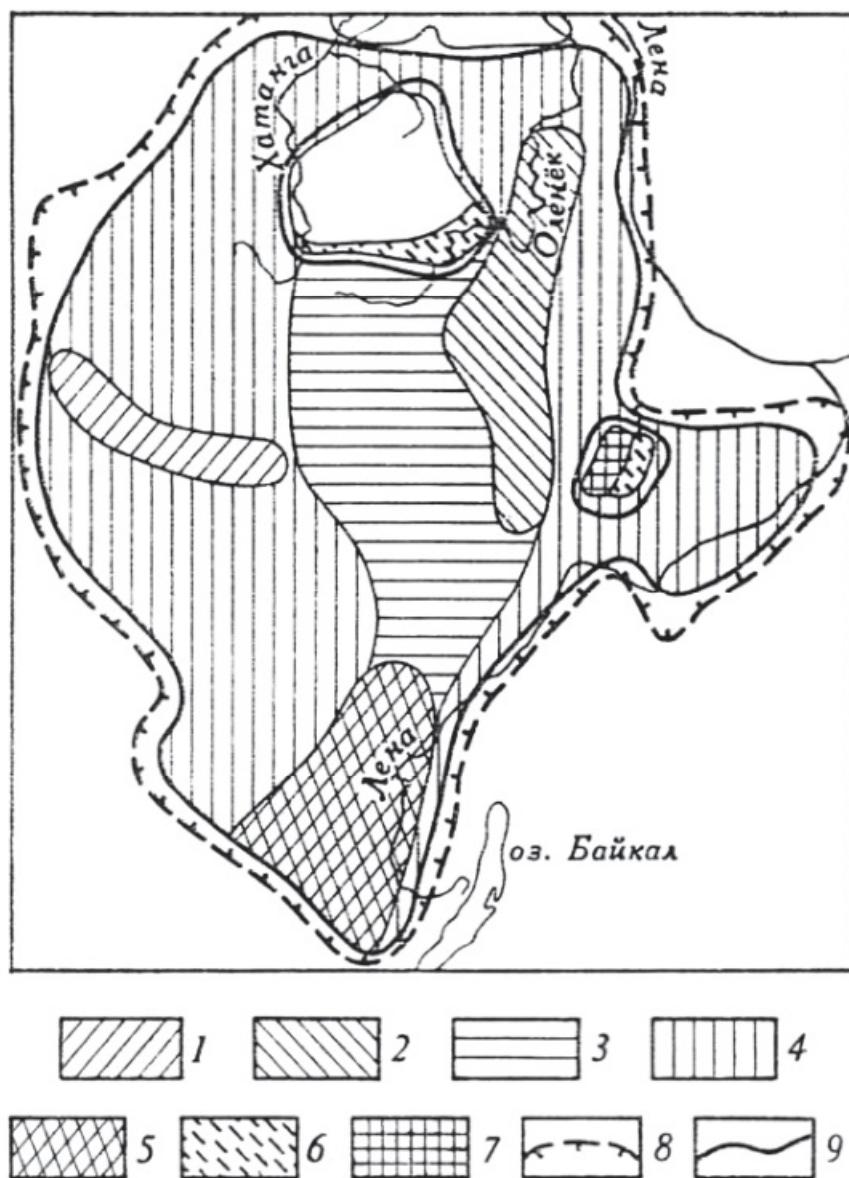


Рис. 5.9. Гидрологическая модель подземных вод Сибирского бассейна:
 1–7 – геохимические типы подземных вод и рассолов: хлоридно-кальциево-натриевые (1),
 хлоридно-натриево-кальциевые, хлоридно-магниево-кальциевые и хлоридно-кальциево-
 магниевые (2), хлоридно-кальциево-натриевые, хлоридно-натриево-кальциевые и хлоридно-
 магниево-кальциевые (3), хлоридно-кальциево-натриевые, хлоридно-магниево-кальциевые
 (4), хлоридно-натриево-кальциевые, хлоридно-магниево-кальциевые (5), хлоридно-
 кальциево-натриевые (6), хлоридно-гидрокарбонатно-натриевые, хлоридно-натрневые (7);
 8 – граница провинции промышленных вод Сибирской платформы;
 9 – граница распространения рассолов

5.10. Ангаро-Ленский гидрологический бассейн

Ангаро-Ленский гидрологический бассейн приурочен к южной части Сибирской платформы, известной в литературе под названием Иркутского амфитеатра. На юго-западе и юго-востоке границами бассейна являются складчатые сооружения Восточных Саян и Прибайкалья. На севере Ангаро-Ленский бассейн граничит с Тунгусским бассейном, граница между ними проводится условно по осевой части Катангского поднятия. Непосредственно к Иркутскому амфитеатру примыкают Нюйско-Джурбинская, Березовская и Тасеевпорная

платформенные впадины, в пределах которых распространены те же водоносные комплексы, что и в Иркутском амфитеатре. Эти впадины отделены от Ангаро-Ленского бассейна Пеледуйским поднятием и поэтому не образуют единой водонапорной системы.

Ангаро-Ленский гидрогеологический бассейн – типичный бассейн платформенного типа. Он имеет двухъярусное строение. Кристаллический фундамент, сложенный комплексом метаморфических и магматических пород архейского и протерозойского времени, в центре амфитеатра образует приподнятое Ангаро-Ленское погребенное плато с абсолютными отметками 2500:2700 м. Это плато с юго-запада, юга и юго-востока окаймляется Присаяно-Ленским поясом, погруженным до абсолютных отметок минус 7000 м поверхности фундамента. В обрамляющих амфитеатр горных сооружениях породы фундамента выходят на дневную поверхность.

В соответствии с рельефом фундамента мощность платформенного осадочного чехла изменяется от 2 до 7 км. В разрезе пород этого чехла выделяются четыре крупных водоносных комплекса:

- 1) подсолевой (терригенный) комплекс, охватывающий отложения мотской и ушаковской свит;
- 2) соленосный (карбонатно-галогенный) комплекс усольской свиты;
- 3) надсолевой (галогенно-карбонатный) комплекс бельской, булагайской, ангарской и литвинцевской свит;
- 4) терригенные и терригенно-карбонатные отложения верхоленской свиты и вышележащих отложений.

По отношению к надсоленосному и подсоленосному комплексам отложения усольской, а также бельской, булагайской и ангарской свит являются регионально выдержаным водоупором, разделяющим две различные по характеру водонапорные системы. Но в самом водоупорном комплексе имеются прослои трещиноватых доломитов, насыщенных концентрированными рассолами. По данным глубокого бурения, в этом комплексе выделяются несколько рассоловносных горизонтов: шелонинский (в доломитах и доломито-ангидритах ангарской свиты), балахтинский (в доломитах и доломито-ангидритах нижней части бельской – верхней части усольской свиты), осинский (в трещиноватых доломитах нижней части усольской свиты).

В пределах Ангаро-Ленского гидрогеологического бассейна фиксируется приуроченность рассолов и галогенно-карбонатным формациям соленосных отложений бельской, нижнеангарской и усольской свит и терригенным формациям мотской и ушаковской свит нижнекембрийско-верхнепротерозойских отложений.

Межсолевые рассолоносные комплексы Ангаро-Ленского гидрогеологического бассейна в гидродинамическом отношении отличаются резкой неоднородностью в плане. Дебиты скважин, вскрывающих эти комплексы даже в пределах одних и тех же геологических структур, колеблются в значительных пределах от долей до 1000 м³/сут и более. Гидравлическая разобщенность рассолоносных горизонтов подтверждается аномально высокими пластовыми давлениями.

Характерной особенностью рассолов, распространенных в соленосном комплексе, являются их весьма высокая минерализация, достигающая 706 г/л (Южно-Усть-Кутская площадь), а также хлоридно-натриево-кальциевый состав. Подобные рассолы имеют весьма широкое распространение и вскрыты скважинами в зонах Ангаро-Илимских, Присаянских, Усть-Кутских поднятий, Жигаловского вала и в других районах бассейна.

Рассолы подсоленосного комплекса имеют минерализацию преимущественно 320–440 г/л и хлоридно-кальциевый, хлоридно-натриево-кальциевый и хлоридно-кальциево-натриевый состав. Модель этих рассолов приведена в таблице 5.19.

Таблица 5.19

Цифровая гидрохимическая модель подземных вод Ангаро-Ленского гидрогеологического бассейна

Площадь опробования	Глубина опробования, м	Общая минерализация, г/л
<i>Подсоленосный комплекс</i>		
Нижнеудинская	3218–3233	414
Северо-Тулунская	2844–2795	401
Тулунская	2785–2795	325
Азейская	2631–2655	423
Тыретская	2200–2220	377
Усольская	1790–1850	346
<i>Соленосный комплекс</i>		
Зиминская	–	424
Нижнеудинская	2925–2950	319
Тыретская	1678–1724	584
Шелонинская	476–499	421
Нукутская	1790–1850	323
Парfenовская	2390–2450	336
Атовская	2563–2653	362
Балыхтинская	1122–1130	599

Минерализация рассолов закономерно увеличивается от горноскладчатого обрамления к центральным частям Ангаро-Ленского бассейна. При опытном опробовании концентрированных рассолов в стволе скважин при откачках происходит интенсивное солеотложение, приводящее к образованию соляных пробок мощностью до 500 м.

5.11. Якутский гидрогеологический бассейн

Якутский гидрогеологический бассейн занимает основную часть западной Якутии. В гидрогеологическом отношении он представляет собой сложную водонапорную систему, верхние горизонты которой преимущественно проморожены. По геолого-структурным и гидрогеологическим условиям в его пределах выделяются бассейны второго порядка регионы.

Лено-Вилуйский гидрогеологический бассейн приурочен к Вилуйской синеклизе и Приверхоянскому передовому прогибу. Гидрогеологические условия региона определяются наличием мощной (до 3000 м) толщи терригенных мезозойских отложений, ниже которой залегают вулканогенно-терригенные, галогенные и терригенно-карбонатные водоносные породы палеозоя (возможно, и верхнего протерозоя).

Юрско-меловые водоносные комплексы вскрыты скважинами на глубинах до 3000 м в центральной части Вилуйской синеклизы в пределах газо-конденсатных месторождений Хапчагайского и Усть-Вилуйского газоносных районов, а также в Бахынайской и Камской опорных скважинах. Во всех водоносных комплексах установлено наличие подземных вод высокой (до 125 г/л) минерализации преимущественно хлоридно-натриевого состава. В водоносном комплексе верхнего – среднего триаса, представленном мощной (600–1300 м) толщей песчаников и алевролитов прибрежно-морского и континентального генезиса, несмотря на значительные глубины его залегания (3000–3200 м), заключены воды сравнительно невысокой минерализации (80–100 г/л). Морские осадки нижнего триаса содержат подземные воды с минерализацией 30–50 г/л и концентрациями брома 50–90 мг/л.

Водоносный комплекс пермских отложений представлен прибрежно-морскими песчано-глинистыми отложениями, мощность которых изменяется от десятков метров до нескольких километров. Минерализация подземных вод этого комплекса на глубинах 1500–3100 м равна 45–70 г/л; в составе подземных вод преобладают хлориды натрия и кальция. Водопроводимость водоносного комплекса невелика; дебиты скважин равны 0,1–0,3 м³/сут.

К югу и юго-западу от Оленекского региона на обширном пространстве до Тунгусской синеклизы и Ангаро-Ленского бассейна распространены пре-

имущественно карбонатные отложения кембрийского возраста, которые выделяются как Танюгское крыло Якутского артезианского бассейна. В составе слагающих это крыло осадочных отложений преобладают карбонатные и терригенно-карбонатные гипсонасыщенные породы кембрийского и верхнепротерозойского возраста. Мощность зоны отрицательных температур достигает здесь 1300 м, однако зона многолетнемерзлых пород не распространяется глубже 200 м ввиду высокой минерализации насыщающих эти породы подземных вод.

В пределах Танюгского региона Якутского гидрогеологического бассейна выделяются водоносные комплексы в каменоугольно-девонских, силурийско-ордовикских и кембрийских отложениях.

Водоносный комплекс каменоугольно-девонских отложений установлен в Кемпендейском гидрогеологическом регионе третьего порядка. Водовмещающие терригенные и карбонатные породы с пластами гипса, ангидрита и каменной соли имеют общую мощность 1000 м. В пределах слагаемых этими породами солянокупольных структур наблюдаются многочисленные восходящие источники рассолов, концентрация которых достигает 320 г/л. По составу эти рассолы хлоридно-натриевого типа являются типичными водами выщелачивания.

Водоносный комплекс силурийских и ордовикских отложений, представленный доломитами, известняками, мергелями и песчаниками общей мощностью до 100 м, широко распространен в западной и юго-западной частях Якутского бассейна на границе с Тунгусской синеклизы и Анабарским массивом. Минерализация подземных вод достигает 100 г/л.

Водоносный комплекс отложений верхнего и среднего кембия, представленный доломитами, известняками и мергелями с пластами гипса и ангидрита, имеет мощность от 300 до 800 м.

5.12. Тунгусский гидрогеологический бассейн

Тунгусский гидрогеологический бассейн является самым крупным на Восточно-Сибирской платформе. В нем распространены осадочные отложения от верхнепротерозойского до нижнетриасового возраста. Нижняя часть разреза сложена карбонатными и терригенно-карбонатными, местами туфогенными отложениями верхнего протерозоя, кембия, ордовика, силура и девона. Осадочные отложения загипсованы и засолены в периферийных и, по-видимому, в центральных частях бассейна.

Подземные воды в этих отложениях представляют собой рассолы с минерализацией 230–360 г/л хлоридно-натриево-кальциевого типа. В глубоких частях Тунгусского бассейна скважинами вскрываются аналогичные рассолы.

В верхней части разреза пород Тунгусского бассейна преобладают терригенные отложения среднего – верхнего карбона, перми и терригенно-вулканогенные отложения тунгусской серии верхней перми – триаса. В верхней части пермской и низах триасовой системы широким распространением пользуются пластовые интрузии траппов и их туфы. Мощность вулканогенных образований трапповой формации в восточной части тунгусского бассейна составляет 600 м, а в центральной увеличивается до 1000 м и более.

5.13. Хатангский гидрогеологический бассейн

Хатангский гидрогеологический бассейн изучен на Чайдахской, Южно-Тиганской и Улакан-Уряхской и других разведочных площадях в восточной части бассейна. В пермских отложениях вскрыты подземные воды, имеющие минерализацию на более 50–100 г/л. На Южно-Тиганской площади в нижне-пермских отложениях вскрыты подземные воды, содержащие 30–40 г/л солей. Повышенные концентрации солей отмечаются в подземных водах осевой части Хатангского бассейна, где имеет место и наибольшая мощность осадочных пород мезозойско-permского возраста. Подземные воды с повышенным содержанием солей широко распространены в Хатангском бассейне на глубинах, превышающих 1000 м.

5.14. Западно-Сибирский гидрогеологический бассейн

Западно-Сибирский гидрогеологический бассейн в геологическом отношении занимает южные регионы платформы, фундамент которой сложен дислоцированными осадочными и метаморфическими породами домезозойского возраста, а чехол – осадочными отложениями мезозоя и кайнозоя.

Подземные воды Западно-Сибирского гидрогеологического бассейна приурочены к осадочным отложениям мезокайнозоя и верхней трещиноватой зоне палеозойского фундамента. По условиям питания, разгрузки, химическому составу подземных вод и характеру их связи с поверхностными водами гидрогеологический бассейн разделяется на два гидрогеологических этажа. В состав верхнего входят континентальные песчано-глинистые отложения четвертичного, неогенового и палеогенового возраста. Характерной особенностью этих отложений является сравнительно высокая проницаемость и незначительная плотность водоносных пород. Тесная гидравлическая связь подземных вод верхнего гидрогеологического этажа с поверхностными обусловила их значительное опреснение и почти полное отсутствие в них микроэлементов. Нижний гидрогеологический этаж охватывает мезозойские отложения

и включает четыре водоносных комплекса, разделенных региональными водоупорными толщами.

Первый водоносный комплекс бассейна представлен слабопроницаемыми глинисто-алевролитовыми породами коньякского, сantonского, кампансского, маастрихтского и датского ярусов верхнего мела. Подстилается этот комплекс широко распространенными и хорошо выдержаными по простиранию и по мощности водоупорными аргиллитами и жирными глинами туронского яруса (кузнецкая свита).

Второй комплекс объединяет аптские, альбские и сеноманские песчано-глинистые отложения. В западной части бассейна этот комплекс включает водоносные толщи выкуловской, ханты-мансийской и уватской свит; в восточной части к апт-сеноманскому комплексу относятся глинисто-песчаные отложения покурской свиты.

Третий водоносный комплекс отделен от второго широко развитыми по всей территории бассейна водоупорными аргиллитами кошайской и глинами киялинской свит и представлен водоносными породами нижнемелового возраста (от верхнего валанжина до баррема включительно). Сюда относятся отложения тарской, леушинской, киялинской и вартовской свит. В основании комплекса залегает региональный водоупор, сложенный глинистыми осадками куломзинской и марьяновской свит общей мощностью 100–200 м.

Четвертый водоносный комплекс объединяет водоносные отложения юрского возраста совместно с подстилающими их трещиноватыми породами верхней части кристаллического фундамента.

Водоносный комплекс апт-сеноманских отложений на большей части территории содержит подземные воды относительно невысокой минерализации от долей грамма на литр в периферических районах бассейна до 20 г/л в центре.

Водоносные породы обладают высокими фильтрационными свойствами. Водообильность пород, так же как и литолого-фациальный состав, неравномерна. Наибольшая водопроводимость достигает 250 м²/сут. Подземные воды апт-сеноманских отложений обладают высокими гидростатическими напорами; при вскрытии их скважинами на большей части бассейна имеет место самоизлив вод.

Подземные воды неомских отложений характеризуются повышенной минерализацией до 30 г/л (рис. 5.10). По составу эти воды преимущественно хлоридно-натриевые и хлоридно-кальциево-натриевые. Содержание сульфатов в водах незначительно (не более 20 мг/л) и увеличивается на юге бассейна.

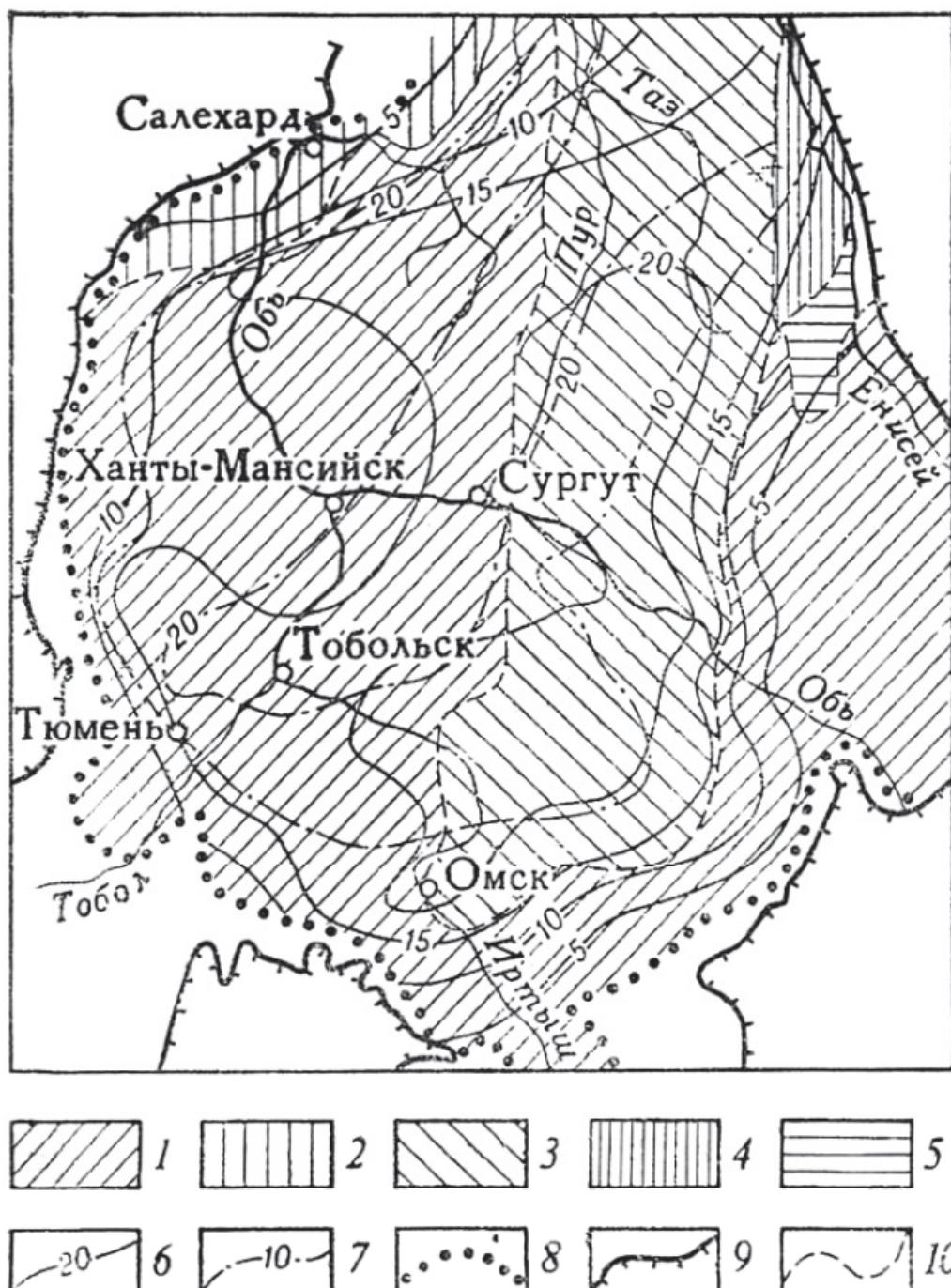


Рис. 5.10. Гидрогеологическая модель неокомского водоносного комплекса Западно-Сибирского бассейна:

1–5 – химический состав подземных вод: хлоридно-кальциево-натриевый (1), гидро-карбонатно-хлоридно-натриевый (2), гидрокарбонатно-натриево-кальциевый (3), сульфатно-хлоридно-гидрокарбонатно-натриевый (4), хлоридно-натриевый (5);
 6, 7 – изолинии: минерализации подземных вод, г/л (6), концентрации, мг/л (7);
 8–10 – границы: распространения водоносного комплекса (8), бассейна (9), распределения подземных вод различного химического состава (10)

Фильтрационные свойства водовмещающих пород разнообразны; коэффициент фильтрации песчаных отложений изменяется от сотых долей до 1,3 м/сут. Преимущественно распространены коэффициенты фильтрации 0,25–0,70 м/сут.

Подземные воды юрских отложений (рис. 5.11) взаимосвязаны, что предопределяет чрезвычайное сходство их химического состава. Химический со-

состав подземных вод закономерно изменяется по направлению от периферии к центральным частям бассейна. Гидрокарбонатно-хлоридно-натриевые воды с минерализацией до 10 г/л прослеживаются вдоль восточного, западного и южного бортов бассейна, в северной части Приуральского и в западной части Березовского районов. С погружением фундамента минерализация подземных вод возрастает, а химический состав изменяется в сторону увеличения содержания хлоридов натрия и кальция. Преимущественное распространение имеют воды хлоридно-натриевого состава с минерализацией 10–25 г/л.

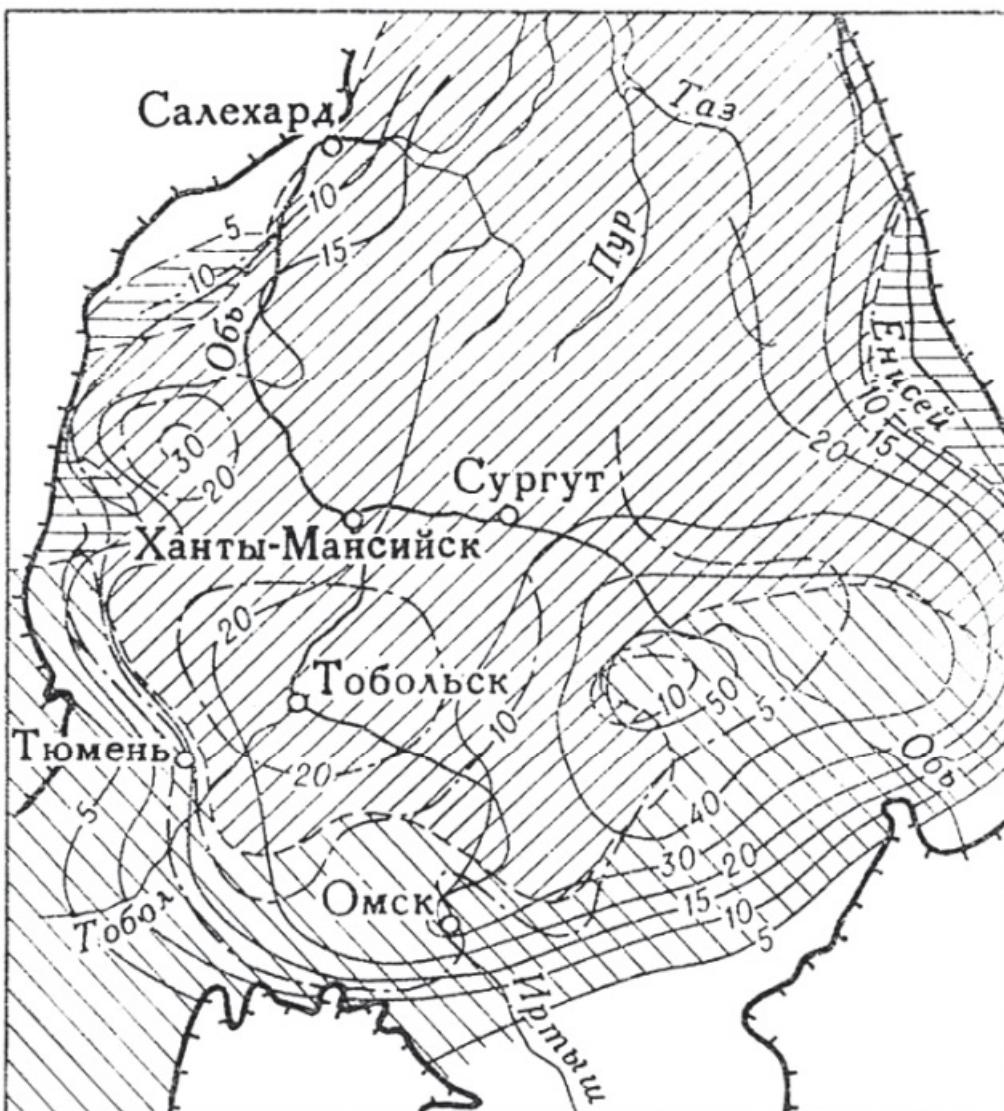


Рис. 5.11. Гидрогеологическая модель юрского водоносного комплекса
Западно-Сибирского гидрогеологического бассейна
(условные обозначения на рисунке 5.10)

Выделяются общие для бассейна закономерности изменения химического состава подземных вод. К таким закономерностям в первую очередь относится постепенное увеличение минерализации подземных вод от областей питания к центру бассейна. Минерализация подземных вод нарастает с глубиной. Эти закономерности наблюдаются в пределах всех частей Западно-Сибирского бассейна.



Рис. 5.12. Гидрogeология России.

Гидрogeологические бассейны: АК – Азово-Кубанский; АЛ – Антаро-Ленский; ВК – Волго-Камский; ВП – Восточно-Предкавказский; ЗС – Западно-Сибирский; КЧ – Крымско-Черноморский; БЛ – Балтийский; Кс – Каспийский; Мс – Московский; Сб – Сахалинский; СХ – Сахалинский; Пр – Припятский; ПР – Прикаспийский; Т – Татарский; Тн – Тунгусский; Хт – Хатангский; Як – Якутский

Химический состав подземных вод бассейна претерпевает закономерные изменения в результате сложных геолого-гидрогеологических, физико-химических и биохимических процессов, происходящих на фоне взаимодействия двух генетических групп вод – седиментационных и инфильтрационных. Прибрежные зоны бассейна характеризуются преобладанием гидрокарбонатно-хлоридно-натриевых и кальциевых вод. С удалением от границ бассейна воды переходят в хлоридно-натриевые и хлоридно-кальциево-натриевые с эквивалентным содержанием кальция до 30 %. Подземные воды глубоких горизонтов Западно-Сибирского бассейна лишены сульфатов.

Движение подземных вод глубоких горизонтов бассейна отмечается в прибрежных его частях, а также и к центру бассейна и в северном направлении к Карскому морю. Разгрузка подземных вод бассейна происходит главным образом в бассейн Карского моря. На это указывает как закономерное монотонное снижение напоров в северном направлении, так и характер изменения общей минерализации подземных вод.

Генеральным направлением движения подземных вод является северное. Потоки от западного склона палеозойского ложа бассейна направлены в северо-восточном направлении, а от восточного склона – в северо-западном. Движение подземных вод со стороны Тургая и Казахстанского мелкосопочника имеет северо-восточное направление.

Гидрогеологические исследования свидетельствуют, что в прибрежных зонах бассейна отмечается гидравлическая связь между всеми водоносными комплексами. Водоносные комплексы здесь получают питание за счет фильтрации подземных вод вниз по разрезу. По мере удаления от периферии к центру гидравлическое взаимодействие пластов постепенно уменьшается из-за появления в разрезе мезозойского чехла региональных водоупоров. Гидрогеологические закономерности и их проявления в пределах Западно-Сибирского бассейна позволяют производить региональную характеристику подземных вод.

5.15. Каспийский гидрогеологический бассейн

Каспийский гидрогеологический маринный бассейн альпийской складчатости охватывает подземные воды Каспийского моря.

Каспийский гидрогеологический бассейн занимает Каспийскую впадину, является одним из наиболее масштабных по распространению.

По структурным и гидрогеологическим условиям Каспийский бассейн подразделяется на три основных района: Северный, Средний и Южный. Во всех указанных районах подземные воды вскрыты скважинами в отложениях ашхеронского яруса и мезозоя. Подземные воды ашхерона охарактеризованы

подробно в пределах Южного региона, где они вскрываются скважинами на глубинах 600–1200 м.

Подземные воды апшеронских отложений относятся к хлоридно-натриевым и хлоридно-кальциево-натриевым; минерализация их разнообразна: от 20 до 60 г/л (иногда до 120 г/л). Аналогичное изменение минерализации подземных вод наблюдается также на Хвалынской структуре Северного Каспия. В связи с изменчивостью гидрогеологических условий из-за наличия тектонических нарушений химический состав подземных вод апшеронских отложений изменяется иногда на близких расстояниях.

Мощности гидрогеологических комплексов, представленных переслаиванием песчаных и глинистых отложений, достигают 3000 м и более. В Северном Каспии с запада на восток протягиваются антиклинальные зоны, по обеим сторонам выделяются крупные синклинальные структуры, к которым приурочены артезианские и седиментационные воды. В каждой антиклинальной зоне имеются брахиантектинальные складки; кроме пликативных структур широко развиты дизъюнктивные нарушения с амплитудой смещений до 100–1000 м в основном северо-западного направления. Водопроводимость водоносных пород изменяется от 20 до 80 м²/сут, пористость песчаных пластов составляет в среднем 0,20, а коэффициент фильтрации этих пород колеблется в пределах от 0,28 до 0,65 м/сут.

Подземные воды характеризуются разнообразием, что объясняется различиями в геологическом строении и условиях залегания водоносных отложений в различных районах региона, минерализация подземных вод изменяется от 20 до 200 г/л. Глубины залегания продуктивных толщ составляют 1000–2500 м.

5.16. Сахалинский гидрогеологический бассейн

Сахалинский гидрогеологический бассейн кайнозойской складчатости содержит подземные воды острова Сахалин и смежных регионов. На базе подземных вод кайнозойских артезианских бассейнов в Японии интенсивно развивается промышленная добыча воды. Концентрации солей в пластовых водах превышают 100 г/л.

Геологические исследования подтверждают, что артезианские бассейны острова Сахалин приурочены к глубоким тектоническим депрессиям и представляют перспективы для промышленного освоения.

В соответствии с современной структурно-тектонической схемой, основными структурными элементами острова Сахалин являются Восточно- и Западно-Сахалинский антиклиниории и Центрально-Сахалинский синклиниорий. В осадочном чехле наиболее крупных структур выделяются впадины,

выполненные мощной толщей четвертичных, неогеновых, палеогеновых и меловых отложений и представляющие собой в гидрогеологическом отношении небольшие артезианские бассейны.

Сахалинский гидрогеологический бассейн выполнен мощной (в локальных прогибах до 8–9 км) толщей осадочных отложений в основном неогенового (и отчасти мелового) возраста. В неогеновой толще пород выделяются два водоносных комплекса.

Первый водоносный комплекс охватывает терригенные отложения нугутокой свиты плиоцена и заключает пресные и маломинерализованные (до 10 г/л) гидрокарбонатно-натриевые и хлоридно-гидрокарбонатно-натриевые воды. В пределах отдельных антиклинальных структур, вскрыты более минерализованные воды (17–20 г/л) гидрокарбонатно-хлоридно-натриевого состава.

Второй водоносный комплекс включает отложения нижнекобыкайской подсвиты и дягинской свиты миоцена; с этим комплексом связаны все известные нефтяные и газовые залежи о. Сахалин. Подземные воды имеют повышенную минерализацию (10–40 и даже 58 г/л) и преимущественно хлоридно-натриевый, реже гидрокарбонатно-хлоридно-натриевый состава.

5.17. Татарский гидрогеологический бассейн

Татарский гидрогеологический маринный бассейн приурочен к одноименному морскому прогибу, вытянутому вдоль западного побережья острова Сахалин в его центральной и южной частях. В пределах бассейна распространены неогеновые, палеогеновые и меловые отложения; мощность неогеновых и палеогеновых отложений достигает 8000 м.

К плиоценовым отложениям бассейна пророчены воды с минерализацией 15–30 г/л и более. Водоносный комплекс миоценовых отложений характеризуется слабой водообильностью и заключает хлоридные и гидрокарбонатно-хлоридные воды невысокой концентрации (до 8–17 г/л). В зонах интенсивной трещиноватости пород развиты пресные и слабоминерализованные воды. В палеогеновых и меловых отложениях подземные воды имеют хлоридно-натриевый состав и характеризуются повышенной минерализацией до 30 г/л и выше. Водоносные породы представлены песчаниками, алевролитами и редкими прослойями крупнозернистых песков и галечников, и обладают низкими фильтрационными свойствами, характеризуются слабой водопроницаемостью и невысокой водообильностью. К таким отложениям приурочены подземные воды хлоридно-натриевого типа с повышенным содержанием гидрокарбонатов.

5.18. Балтийский гидрогеологический бассейн

Балтийский гидрогеологический маринный бассейн расположен в юго-восточной части Балтийского моря (западной части Русской платформы). Балтийский бассейн занимает акваторию Балтийского моря в районе Калининградской области России и смежных регионов Прибалтики (Латвия, Литва). На востоке Балтийский бассейн граничит с Московским гидрогеологическим бассейном, а на юго-востоке ограничен Белорусской антиклизой. Орографически с востока и севера Балтийский бассейн ограничивается береговыми линиями Балтийского моря и ложем Финского залива, на юге ограничивается берегами Польши.

Формирование балтийского гидрогеологического бассейна определяется тектоникой и структурным строением докембрийского кристаллического фундамента. В строении осадочного чехла и подстилающего кристаллического фундамента выделяются следующие структурные элементы: а) южный склон Балтийского щита; б) Локновский выступ; в) Балтийская синеклиза; г) Латвийская седловина; д) северо-западный склон Белорусской антеклизы.

Наиболее крупной геологической отрицательной структурой в пределах Балтийского бассейна является Балтийская синеклиза, охватывающая территорию западных районов Латвии, Литвы и Калининградскую область. Кристаллический фундамент залегает на глубинах 300–800 м ниже уровня моря, увеличение глубин наблюдается в южном и западном направлениях. На северо-востоке кристаллический фундамент приподнят до абсолютных отметок – 340–340 м. В пределах участка Локновского выступа из геологического разреза осадочного чехла выпадают нижнепалеозойские отложения. Латвийская седловина представляет собой неглубокую отрицательную структуру, обрамляемую с севера Локновским выступом, а с юга – северо-западным склоном Белорусской антеклизы; на востоке седловина сообщается с Московской, а на западе – с Балтийской синеклизами. В пределах Латвийской седловины кристаллический фундамент залегает на глубинах 700–1000 м от поверхности.

В строении Балтийского гидрогеологического бассейна принимают участие водоносные комплексы мощностью от 300 до 2400 м, представленные водоносными горизонтами позднего протерозоя (валдайский ярус, состоящий из гдовского и котлинского водоносных горизонтов); нижнего и среднего кембрия; ордовика, развитого почти на всей территории гидрогеологического бассейна; нижнего и верхнего силура; девона. Стратиграфически выше девона залегают водоносные отложения перми, триаса, мела и кайнозоя. Минерализация пластовых вод Балтийского гидрогеологического бассейна изменяется в широких пределах от 10–20 г/л до 80–100 г/л и выше.

ГЛАВА 6. МОДЕЛИРОВАНИЕ РЕСУРСОВ И ЗАПАСОВ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ БАССЕЙНОВ

Моделирование природных условий, состояния и состава гидрогеологических бассейнов необходимо для промышленного и оперативного прогноза направлений и масштабов освоения ресурсов и запасов подземных вод.

6.1. Классификация ресурсов и запасов подземных вод

Эксплуатационные ресурсы подземных вод гидрогеологических бассейнов оцениваются в региональном плане и характеризуют потенциальную возможность эксплуатации подземных вод в пределах того или иного региона. С другими видами ресурсов и запасов подземных вод потенциальные эксплуатационные ресурсы связаны следующей балансовой зависимостью:

$$Q_3 = \alpha_1 Q_e + \beta_1 \frac{V_e}{t} + \alpha_2 Q_u + \beta_2 \frac{V_u}{t} + \gamma Q_n$$

где Q_3 – эксплуатационные ресурсы; Q_e и V_e – естественные ресурсы и запасы; Q_u и V_u – искусственные ресурсы и запасы; Q_n – дополнительные привлекаемые ресурсы; t – расчетный период времени; α_1 , α_2 , β_1 , β_2 , γ – коэффициенты, характеризующие долю ресурсов и запасов подземных вод.

Эксплуатационные ресурсы подземных вод характеризуются модулем, выражющим расход подземных вод, который можно получить с единицы площади распространения водоносного горизонта. Модуль эксплуатационных ресурсов подземных вод (в л/с с 1 км²):

$$M_3 = \frac{Q_3}{F},$$

где Q_3 – эксплуатационные ресурсы подземных вод, л/с; F – площадь распространения водоносного горизонта, в пределах которой можно получить расход Q_3 , км².

В зависимости от времени и технических условий эксплуатации подземных вод изменяются относительные значения компонентов баланского уравнения.

Естественные ресурсы водоносного горизонта Q_e – это его питание в естественных условиях, равное алгебраической сумме поступления воды за счет фильтрации и перетекания вод из нижерасположенных водоносных го-

ризонтов и расходования их при разгрузке (отборе). Естественные ресурсы водоносного горизонта есть расход подземного потока в естественных условиях.

Балансовый метод расчета позволяет определять величину изменения потенциальных эксплуатационных ресурсов подземных вод путем определения отдельных составляющих баланса подземных вод. Уравнение водного баланса принимает вид:

$$Q'_\exists = \alpha'_1 Q'_e + \beta'_1 \frac{V'_e}{t} + \gamma' Q'_n$$

где Q'_\exists – эксплуатационные ресурсы подземных вод; Q'_e и V'_e – естественные ресурсы и запасы подземных вод; Q'_n – миграционные ресурсы подземных вод; α'_1 , β'_1 , γ' – коэффициенты, характеризующие долю естественных ресурсов и запасов, а также привлекаемых ресурсов и используемые водозаборными сооружениями.

На конечной стадии развития напора, когда закончено формирование искусственных запасов подземных вод и дополнительные ресурсы равны нулю (за исключением участков обходной фильтрации), уравнение водного баланса примет вид:

$$Q''_\exists = \alpha''_1 Q''_e + \beta''_1 \frac{V''_e}{t} + \alpha''_1 Q''_n + \beta''_1 \frac{V''_n}{t} + \gamma'' Q''_n$$

где Q''_\exists – эксплуатационные ресурсы подземных вод; Q''_e и V''_e – естественные ресурсы и запасы подземных вод; Q''_n – дополнительные ресурсы; V''_n – искусственные ресурсы подземных вод; Q''_n – миграционные привлекаемые ресурсы подземных вод; α''_1 , β''_1 , γ'' – коэффициенты, характеризующие долю естественных ресурсов и запасов, а также привлекаемых ресурсов.

Изменения эксплуатационных ресурсов подземных вод выражаются следующим балансовым уравнением:

$$\Delta Q_\exists = Q''_\exists - Q'_\exists = (\alpha''_1 Q''_e - \alpha'_1 Q'_e) + \left(\beta''_1 \frac{V''_e}{t} - \beta'_1 \frac{V'_e}{t} \right) + \alpha''_1 Q''_n + (\gamma'' Q''_n - \gamma' Q'_n) + \beta''_1 \frac{V''_n}{t}$$

Естественные запасы подземных вод V_e представляют собой объем гравитационной воды, содержащейся в пласте в естественных условиях. В период установившегося движения подземных вод, когда инфильтрация прекращается, происходит питание его подземными водами. Привлекаемые ресурсы Q_n – это

дополнительный расход подземных вод, возникающий при образовании депрессионных воронок в процессе эксплуатации (откачек) водозаборов за счет фильтрации и перетекания подземных вод из нижерасположенных водоносных горизонтов. Привлекаемые ресурсы рассматриваются в каждом случае локально, так как могут измениться характер взаимосвязи водоносных горизонтов, а также условия питания и разгрузки подземных вод. Величина привлекаемых ресурсов зависит от гидрогеологических условий участков заложения водозаборов. Значительное увеличение ресурсов может наблюдаться на участках древних погребенных долин.

Учитывая региональный характер определения эксплуатационных ресурсов, принимаются следующие величины коэффициентов:

$$\alpha'_1 = \alpha''_1 = \alpha''_2 = 0,8; \beta'_1 = \beta''_1 = 0,5; \beta''_2 = 1.$$

Значения коэффициентов γ' и γ'' зависят от конструкции водозабора и учитываются при расчете по формулам гидродинамики:

$$\Delta Q_{\mathcal{E}} = 0,8\Delta Q_e + \frac{\Delta V_e}{2t} + 0,8Q_I + \Delta Q_{II} + \frac{V''_I}{t},$$

где ΔQ_e и ΔV_e – изменение естественных ресурсов и запасов подземных вод; ΔQ_{II} – изменения общих ресурсов подземных вод.

Балансовые методы расчета позволяют определить изменение ресурсов подземных вод для территорий и объектов гидрогеологических бассейнов.

6.2. Моделирование естественных ресурсов и запасов подземных вод бассейна

Для региональной оценки естественных ресурсов подземных вод используются технологии расчетов естественных ресурсов по величине расхода потока, так как в этом случае учитывается питание водоносных бассейнов не только за счет фильтрации дополнительных объемов вод, но и за счет перетекания из нижерасположенных водоносных горизонтов, а также расхода подземных вод на разгрузку в смежные водоносные горизонты бассейна.

Расход в однородном пласте при незначительно изменяющейся мощности, установившемся движении подземных вод и отсутствии питания за счет фильтрации определяется по зависимости:

$$Q_e = r_{cp} h_{cp} \beta I ,$$

где r_{cp} – коэффициент фильтрации пласта; h_{cp} – средняя мощность пласта; β – ширина фронта потока; I – средний угол наклона потока между расчетными сечениями.

При изменении фильтрационных свойств на исследуемом участке используется зависимость:

$$Q_e = \frac{r_1 \omega_1 + r_2 \omega_2}{2} I ,$$

где r_1 и r_2 – коэффициенты фильтрации сечениях потока вод, расположенных перпендикулярно направлению движения подземных вод; сечения выбираются по гидроизогипсам или пьезоизогипсам; ω_1 и ω_2 – площади этих сечений; I – средний уклон потока между расчетными сечениями.

Определение естественного расхода подземных вод производится на основе значений коэффициента фильтрации водосодержащих пород. На основе этих данных составляются модели гидрогеологического районирования, характеризующиеся усредненными параметрами водоносного горизонта.

При фильтрации и сложной конфигурации гидроизогипс моделей фильтрационное поле водоносного горизонта разбивается на гидродинамические блоки и подблоки, в пределах которых сохраняются однородные гидродинамические условия.

Боковыми границами блоков и подблоков моделей служат характерные линии токов, верхней и нижней границами – гидроизогипсы. Верхняя граница подблока является контуром питания, а нижняя – контуром разгрузки.

В водораздельной части верхней границей блока и первого подблока моделей служит водораздельная линия, которая является контуром с нулевым расходом. В случае радиального потока эта линия может быть точкой – вершиной угла, ограниченной двумя линиями тока.

При постоянном расходе в i -том подблоке модели:

$$Q_{p_i} = Q_{n_i} .$$

Если в i -том подблоке имеются питание или разгрузка, то:

$$Q_{p_i} = Q_{n_i} + W_i F_i$$

где Q_{p_i} – расход потока через контур разгрузки i -го подблока; Q_{n_i} – расход потока через контур питания i -того подблока; F_i – площадь i -го подблока;

W_i – среднее значение результирующей удельного питания (модуль балансового питания) в i -м подблоке. W_i может быть величиной положительной при дополнительном питании внутри подблока и отрицательной при разгрузке внутри его. Выражение рассчитывается по зависимости:

$$W_i = \frac{Q_{p_i} - Q_{n_i}}{F_i},$$

для водораздельных подблоков модели, где $Q_{n_i} = 0$, выражение принимает вид

$$Q_{p_i} = W_i F_i, \text{ тогда } W_i = \frac{Q_{p_i}}{F_i}.$$

По каждому подблоку модели наряду с модулем балансового питания подсчитывается модуль естественных расходов:

$$M_i = \frac{Q_{p_i} + Q_{n_i}}{2F_i},$$

который характеризует средний расход подземных вод в пределах подблока модели.

Зависимости имеют вид:

$$\begin{aligned} Q_{n_i} &= Q_{p_{i-1}}, \\ Q_{n_i} &= Q_{p_{i+1}} \end{aligned}$$

где $Q_{p_{i-1}}$ – расход на контуре разгрузки $i-1$ подблока; $Q_{p_{i+1}}$ – расход на контуре питания $i+1$ подблока.

В случае сложного строения моделей гидроизогипс и водопроводимости в пределах подблока нижний контур подблока делится на элементарные отрезки (e), в пределах которых уклон остается практически постоянным. Для каждого такого отрезка подсчитывается величина I . Значение rh снимается с соответствующей карты водопроводимости. Общий расход воды на контуре подблока модели определяется по зависимости:

$$Q = \sum r_i h_i \sum I_j b_j$$

где i – номер участка с постоянным значением rh ; j – номер отрезка гидроизогипсы с постоянным значением I .

При простом строении балансовых моделей расход на контуре подблока определяется по формуле $Q = rhBI$, где I – уклон потока в нижнем сечении подблока шириной B .

Размеры блоков и подблоков моделей обосновываются особенностями поверхности водоносного горизонта и необходимой степенью детальности моделирования. По каждому блоку проводятся балансовые расчеты, которые позволяют охарактеризовать динамику балансового питания горизонта вниз по потоку и определить суммарную разгрузку (расход).

На основании данных балансовых расчетов составляются модели баланса питания и модулей естественных расходов подземных вод бассейна.

При необходимости более детальной оценки питания или естественных расходов подземных вод на локальных участках, размеры блоков и подблоков моделей могут быть уменьшены, вплоть до размеров элементарных ячеек и лент тока.

6.3. Гидрогеологическое моделирование баланса подземных вод бассейна

При гидрогеологическом моделировании баланса (питания и разгрузки) подземных вод на гидродинамических моделях гидроизопльез (напоров) с помощью достоверных и характерных изолиний тока вод выделяются гидродинамические блоки I, II, III (рис. 6.1). Каждый динамический блок модели разделяется на подблоки 1, 2, 3. На моделях выделяются площади подблоков с равными в блоке средними значениями водопроводимости. Расчет ведется от первого подблока вниз по потоку вод. Расчетными сечениями являются верхняя и нижняя границы каждого подблока, проведенные по соответствующим гидроизогипсам. Модели и оперативные результаты подсчета баланса показаны в таблице 6.1 и на рисунке 6.1.

Величина питания вод на верхнем контуре подблока модели равна величине разгрузки на нижнем контуре подблока и рассчитывается по зависимости:

$$Q_{n3} = Q_{p3} = rhI_3B_3.$$

Величина разгрузки вод на нижнем контуре подблока модели:

$$Q_{p4} = rhI_4B_4.$$

Значения I контура подблоков определяются по зависимости:

$$I = \frac{1}{3} \left(\frac{\Delta H}{L'} + \frac{\Delta H}{L''} + \frac{\Delta H}{L'''} \right),$$

где: L' , L'' , L''' – расстояния между гидроизогипсами с отметками, замеренными по линиям тока, а также посередине между ними (L''').

Так как $Q_{p_4} = Q_{n4} + W_4 F_4$, то зная величины Q_{n4} и Q_{p_4} , можно определить баланс питания и расхода подземных вод в пределах изучаемого объекта бассейна.

Результаты балансовых расчетов используются для составления моделей баланса подземных вод (рис. 6.2), на которых показываются распределение удельных величин питания и расхода разгрузки подземных вод по площади.

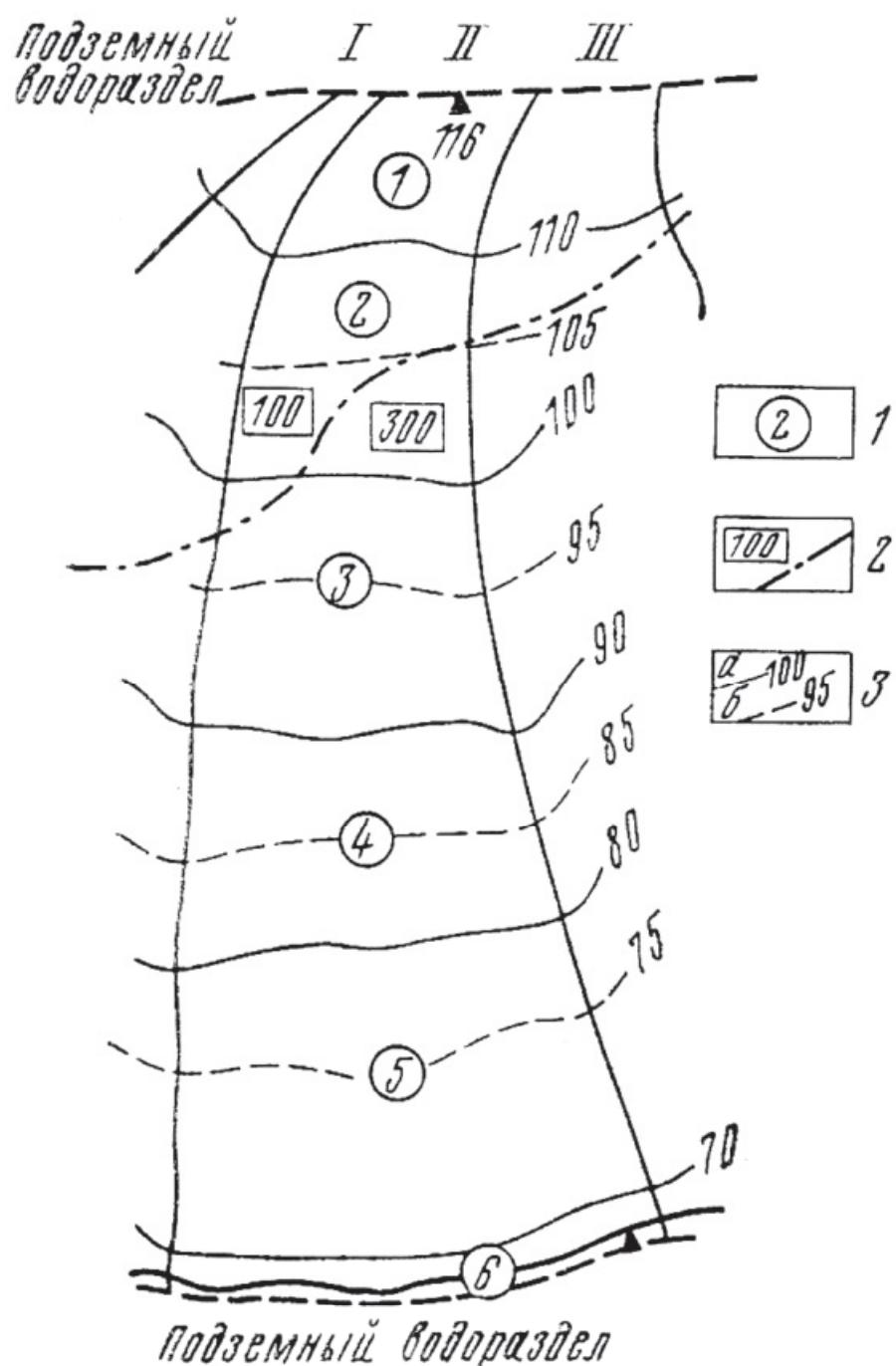


Рис. 6.1. Модель балансовых расчетов питания и расхода разгрузки подземных вод по гидродинамическим блокам бассейна:

- 1 – номер подблока; 2 – средняя величина водопроводности ($\text{м}^2/\text{сут}$)
- и граница между площадями с различной средней водопроводимостью;
- 3 – гидроизогипсы: *a* – основные, являющиеся границами подблоков, *b* – вспомогательные, необходимые для расчета I, II, III – блоки

Таблица 6.1

Цифровая модель балансового расчета питания и расхода разгрузки подземных вод гидрогеологических бассейнов

		Распределение, Q_{pi}		$W_i F_i = \frac{Q_{pi} - Q_{n_i}}{86,4 F_i},$ $W_i / MM^2 = 31,6 W_i,$ $\text{л/с с } 1 \text{ км}^2$	
$I = \frac{\Delta H}{L}$	$B, \text{ м}$	$Q_{n_i} = Q_{p_{i-1}},$ $\text{м}^3/\text{сут}$	$Q_{n_{i+1}}$	$W_i = \frac{Q_{p_i} - Q_{n_i}}{86,4 F_i},$ $W_i / MM^2 = 31,6 W_i,$ $\text{л/с с } 1 \text{ км}^2$	
11	1	10	$100 \cdot 1,5 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^3$	$720 \cdot 0 \cdot 720 \cdot 0 \cdot 720 \cdot 0,85$
2	17	100	$1,6 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^3$	$320 \cdot 2120 \cdot 720 \cdot 1400 \cdot 0,92 \cdot 29$
		300	$1,5 \cdot 10^{-3}$	$4 \cdot 10^3$	$1800 \cdot - \cdot - \cdot - \cdot -$
3	26	300	$1,4 \cdot 10^{-3}$	$9 \cdot 10^3$	$3780 \cdot 3780 \cdot 2120 \cdot 1660 \cdot 0,74 \cdot 23$
4	27	300	$1,7 \cdot 10^{-3}$	$10 \cdot 10^3$	$5100 \cdot 3780 \cdot 1320 \cdot 0,57 \cdot 18$
5	47	300	$1,0 \cdot 10^{-3}$	$12 \cdot 10^3$	$3600 \cdot 5100 \cdot 1500 \cdot 0,37 \cdot 11$
6	15	300	$1,0 \cdot 10^{-3}$	$13 \cdot 10^3$	$3900 \cdot - \cdot 3600 \cdot 300 \cdot 0,22 \cdot 6$

Суммарное питание по блоку II : $Q_{\text{пп}}$ Суммарное питание по блоку II : $Q_{\text{ри}}$ – величина разгрузки водоносного горизонта

Обоснование баланса естественных ресурсов подземных вод бассейна с учетом приточной фильтрации для каждого выделенного блока производится уравнением Дюпюи.

Единичный расход потока подземных вод на середине сечения q_z определяется по зависимости:

$$q_z = r \frac{h_1 + h_2}{2} \frac{h_2 - h_1}{l} = r \frac{h_2^2 - h_1^2}{l}.$$

Единичный расход потока в нижнем сечении равен

$$q_1 = q_2 + \omega \frac{l}{2},$$

где q_1 – расход потока вод в первом сечении; ω – приточная фильтрация дополнительного количества воды через единицу площади в единицу времени; l – расстояние между сечениями.

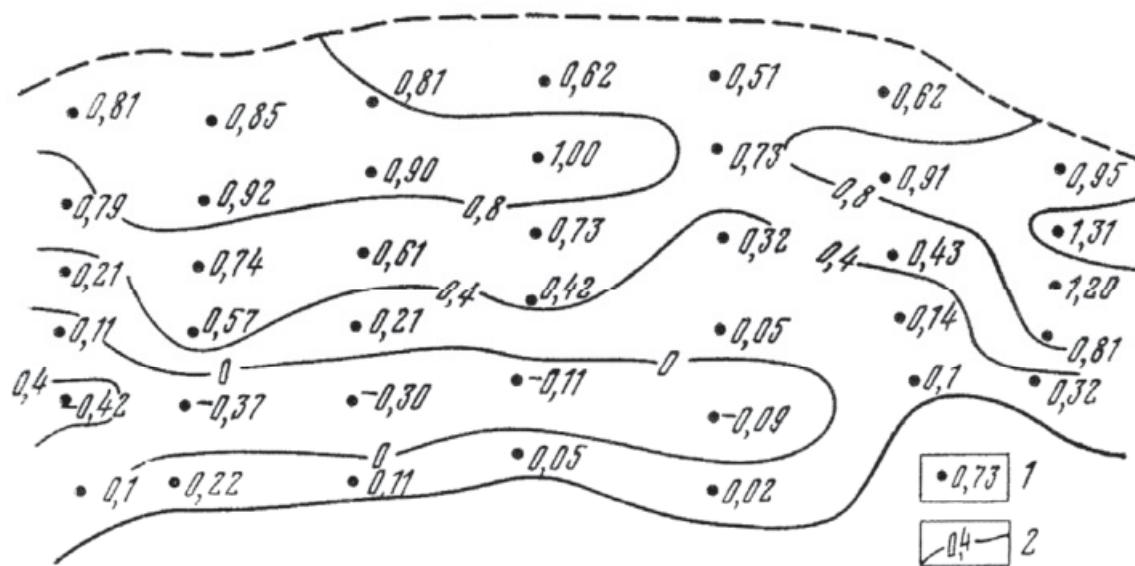


Рис. 6.2. Модель баланса питания и расхода подземных вод бассейна:

1 – значение баланса питания ($\text{л}/\text{с} \text{ с } 1 \text{ км}^2$), полученное в результате балансовых расчетов

(со знаком «+» показаны значения, где преобладает питание водоносного горизонта; со знаком «-» показаны значения, где преобладает расход разгрузки подземных вод);

2 – изолинии питания подземных вод ($\text{л}/\text{с} \text{ с } 1 \text{ км}^2$)

Определение величины $\omega \frac{l}{2}$ можно заменить определением расхода воды

Δq (в %) на участке $\frac{l}{2}$ (от среднего до первого сечения) от расхода q_z по формуле:

$$\frac{\Delta q}{q_z} \cdot 100 = \frac{l}{2L} \cdot 100,$$

где L – расстояние от среднего сечения q_z до водораздела.

Можно непосредственно получить Δq :

$$\Delta q = \frac{l}{2L} q_z.$$

Полный расход бассейна Q_I будет равен:

$$Q_I = q_I B,$$

где B – ширина нижнего сечения блоков модели.

Естественные запасы V_e подземных вод представляют собой объем гравитационной воды, содержащейся в порах и трещинах водонасыщенной толщи, способной высачиваться под действием естественной силы тяжести.

$$V_e = \mu V,$$

где V_e – естественные запасы; V – объем водоносного пласта; μ – коэффициент водоотдачи пород.

Точность баланса естественных запасов пластовых вод бассейна зависит в основном от достоверности определения водоотдачи пород, так как определение объема водоносного пласта не представляет большой трудности. Объемы пласта устанавливаются на моделях гидрогеологического районирования, составной частью которых являются карты пористости, мощностей и напоров.

Водоотдача пласта исследуется специальными опытными работами. Величина водоотдачи пород определяется лабораторными методами, полевыми работами за режимом вод и по данным опытных откачек.

При отсутствии опытных данных ориентировочные значения коэффициента водоотдачи могут быть приняты: для мелкозернистых песков – 0,1; для средне- и крупнозернистых песков – 0,15; для гравийно-галечниковых отложений – 0,2.

Целесообразность использования подземных вод определяется их запасами – массовым количеством полезного ископаемого, заключенного в недрах. При подсчете запасов вод следует учитывать ряд особенностей:

- частичную возобновляемость, обусловленную их подвижностью;
- эксплуатация подземных вод является фактором, вызывающим как расход воды, так и ее пополнение;
- непрерывность их потребления, а значит, и постоянный отбор воды из недр.

Сегодня известно несколько классификаций запасов подземных вод, из которых наиболее распространена классификация Н. Н. Биндермана, где запасы

и ресурсы подземных вод подразделяются на естественные, искусственные, привлекаемые, эксплуатационные.

Под *естественными (емкостными) запасами* V_e понимают объем гравитационной воды, заключенной в порах и трещинах водовмещающих пород. Для водонапорных вод к естественным запасам относятся и упругие запасы – воды, которые могут быть извлечены из пласта при снижении уровня за счет упругих сил пласта и жидкости [6, 7].

Естественные ресурсы Q_e – то количество вод, которое поступает в водоносный горизонт в естественных условиях путем инфильтрации, фильтрации из рек, перетекания из выше- и нижележащих горизонтов, притока из смежных территорий.

Искусственные запасы V_i – количество вод в пласте, сформированное за счет орошения, фильтрации из водохранилищ, искусственного пополнения воды.

Под *искусственными ресурсами* Q_i понимают расход воды, поступающей в водоносный горизонт при фильтрации из каналов и водохранилищ, на орошаемых площадях.

Привлекаемые ресурсы Q_{pr} – расход вод, поступающих в водоносный горизонт при усилении его питания за счет эксплуатации водозаборных сооружений.

Эксплуатационные запасы и ресурсы Q_s – количество вод, которое может быть получено рациональными в технико-экономическом отношении водозаборными сооружениями при заданном режиме эксплуатации и при качестве воды, удовлетворяющем требованиям в течение всего расчетного срока эксплуатации данных сооружений.

Для строительства водозаборов необходимо провести оценку эксплуатационных запасов вод, которая заключается в определении возможной производительности водозаборного сооружения при заданном понижении уровня вод, наиболее рациональной системы водозаборных сооружений при расчетном водозаборе в течение заданного срока или неограниченного длительного времени и при соответствии качества вод заданному назначению [46, 47].

Выделяют общие геологические запасы W_{og} , легкоизвлекаемые W_{li} и упругие запасы вод ΔW_y :

$$W_{og} = V \cdot n_a;$$

$$W_{li} = \mu V;$$

$$\Delta W_y = \beta \cdot V \cdot S,$$

где V – общий объем пласта; n_a – активная пористость; μ – коэффициент водоотдачи; β – коэффициент упругоемкости; S – перепад давлений.

Эксплуатационные ресурсы – количество вод, которое может быть получено из пласта в данных конкретных условиях эксплуатации в течение определенного времени:

$$Q_e = Q_e + \frac{\beta_{vs}}{\Delta t_s} + \Delta Q,$$

где Δt_s – время эксплуатации; Q_e – естественные ресурсы; ΔQ – дополнительный приток, проявляющийся в результате влияния эксплуатации данного горизонта на другие горизонты [7].

Оценка эксплуатационных запасов проводится с использованием специально разработанных методов – гидродинамического, математического моделирования, гидравлического, балансового и метода гидрогеологических аналогий. Оценка эксплуатационных запасов заключается в определении возможной производительности водозабора при заданном понижении уровня или в прогнозе понижения уровня. Для подсчета запасов принимается расчетный срок эксплуатации водозабора 25 лет. Допустимое понижение уровня определяется гидрогеологическими и технико-экономическими факторами и должно быть таким, чтобы остаточный столб воды в скважине обеспечивал получение проектируемого расхода воды и нормальную работу водоподъемного оборудования (насосов) [7, 64 25, 28].

6.4. Гидродинамические методы

Гидродинамические методы реализуются в форме аналитических расчетов или аналогового моделирования с составлением схем граничных условий месторождения. Роль этих методов особенно велика при оценке запасов крупных месторождений. Хотя аналоговое моделирование позволяет в значительной мере преодолеть сложности, связанные с учетом неоднородности и разнообразия граничных условий, тем не менее область использования аналитических расчетов остается достаточно широкой, несмотря на приближенность получаемых результатов (например, они незаменимы для оперативных прогнозов). Кроме того, моделирование не всегда удается применить по техническим причинам (недостаточное оснащение производственных организаций аналоговыми машинами), а аналитические расчеты в ряде случаев могут дать достаточно надежные результаты. Моделирование нецелесообразно также в тех случаях, когда заявленная потребность в воде значительно меньше эксплуатационных запасов.

Рассмотрим особенности оценки эксплуатационных запасов подземных вод с использованием гидродинамических методов, общих для различных типов месторождений.

1. Учет проницаемости пород в зоне расположения водозаборной скважины необходим в связи с неоднородностью параметров зоны, в которой расположена скважина: параметры зоны могут существенно отличаться от средних параметров пласта. Обычно отличие бывает в лучшую сторону, так как водозаборные скважины всегда стремятся заложить в наиболее водообильных точках. С этим связано явление положительного скин-эффекта, когда эффективный радиус скважины оказывается больше радиуса бурения, достигая иногда нескольких десятков метров.

2. Выбор допустимого понижения уровня осуществляется с таким расчетом, чтобы интервал водоносного горизонта ниже динамического уровня обеспечил проектный дебит скважины. Эта задача наиболее успешно решается по данным поинтервальных откачек или расходометрии скважины. По данным расходометрии определяется коэффициент фильтрации и «статический» уровень каждого интервала разреза, а затем рассчитывается пропускная способность неосущеной части ствола [7, 33].

3. Учет неоднородности водоносного горизонта в разрезе необходим в безнапорных водоносных горизонтах либо в напорных горизонтах при снижении уровня ниже кровли. При закономерных изменениях коэффициента фильтрации с глубиной для наиболее простых схем можно использовать зависимости Л. В. Боревского. При незакономерных изменениях проницаемости в разрезе следует проводить виртуальное приведение либо мощности к коэффициенту фильтрации осушаемой зоны, либо коэффициента фильтрации – к мощности горизонта. В зависимости от вида виртуального приведения результаты расчета будут несколько различаться, так как в безнапорных условиях понижение уровня с коэффициентом фильтрации связано линейно, а с мощностью – параболически.

При расчете эксплуатационных запасов подземных вод с некоторым запасом следует выполнять виртуальное приведение мощности водоносного горизонта, учитывая связанную с этим возможность использования в расчетах приведенной величины допустимого понижения. В процессе моделирования неоднородность водоносного горизонта в разрезе может быть учтена по изменению сопротивления модельной сетки при снижении уровня [27, 33].

Перечисленные факторы необходимо иметь в виду при оценке запасов любыми гидродинамическими методами [29, 33, 53].

6.5. Аналитические расчеты

Аналитические расчеты целесообразно использовать при оценке эксплуатационных запасов подземных вод в случаях, когда гидрогеологические условия месторождения с тем или иным приближением могут быть схематизированы

применительно к типовым расчетным схемам, для которых имеются соответствующие гидродинамические решения. Отечественными и зарубежными учеными получены многочисленные решения, учитывающие граничные условия месторождения в плане и разрезе, т. е. внешние границы пласта. В качестве внутренних границ принимаются водозаборы, родники и т. п.

В зависимости от свойств пород, подстилающих и перекрывающих водоносный пласт, можно выделить следующие типовые схемы, учитывающие характер границ водоносного горизонта в разрезе и наиболее характерные для пластов:

1. Пласт с непроницаемыми кровлей и подошвой, когда при решении задач относительно понижений уровня схематизируются безнапорные водоносные горизонты с инфильтрацией на свободную поверхность грунтовых вод и рассматриваются схемы с плановыми границами пластов.
2. Двухслойная толща без разделяющего слабопроницаемого слоя с постоянным и переменным уровнями в верхнем питающем слое.
3. То же, но с разделяющим слабопроницаемым слоем.
4. Рассматриваемый горизонт, соединенный с верхним питающим пластом через литологические окна в разделяющем водоупоре (окна круглой или линейной формы). На окне может быть задан постоянный или переменный уровень.

Для этих схем разработаны решения, применимые для некоторых ограниченных пластов, например уравнение М. Бочевера для замкнутого кругового пласта [7].

Разработаны решения для типовых схем, учитывающих характер границ водоносного пласта в плане, например? границ распределения водоносного горизонта, литологических и тектонических контактов, рек, границ неоднородности по фильтрационным свойствам и т. п., на которых могут быть заданы следующие условия:

- 1) постоянный расход $Q = \text{const}$; в частном, наиболее распространенном при схематизации случае – непроницаемая граница $Q = 0$;
- 2) постоянный напор ($H = \text{const}$ или $H = 0$);
- 3) неразрывность потока на границе фильтрационной, или емкостной неоднородности ($H_i = H_L$; $q_u = q_L$).

Большинство решений получено для границ первого и второго типов. Выделяются следующие расчетные схемы:

- неограниченный (бесконечный) в плане пласт – границы настолько удалены от водозабора, что их влиянием можно пренебречь;
- полуограниченный пласт – одна прямолинейная граница;
- пласт-квадрант – две взаимно перпендикулярные однородные или разнородные границы;

- пласт-полоса – две параллельные однородные или разнородные границы;
- пласт-круг – замкнутый контур, обычно изометрической формы;
- пласт-клиновидный – две однородные или разнородные границы, пересекающиеся под углом, отличным от прямого;
- пласт-полуполоса – целесообразный пласт, с одной из сторон имеется третья граница, перпендикулярная границам полосы;
- пласт-прямоугольник – две пары взаимно перпендикулярных границ, каждая из которых может относиться к любому из перечисленных типов [25, 33, 7].

6.6. Гидравлические методы

При оценке эксплуатационных запасов подземных вод в условиях установившегося движения гидравлические методы применяют с тем, чтобы определить зависимость понижения уровня от дебита и провести расчет систем взаимодействующих скважин методом срезок М. Е. Альтовского. В условиях неустановившегося движения гидравлические методы используют для прогноза изменения уровня в водозаборе, опираясь на эмпирический закон, установленный в процессе опытно-эксплуатационных откачек.

Гидравлические методы расчетов используют в наиболее сложных гидрологических условиях, преимущественно в ограниченных пластах со сложными граничными условиями, в пластах с резко неравномерной хаотической или сложной зональной неоднородностью, когда определение фильтрационных параметров невозможно, а их усреднение может привести к существенным ошибкам. Наиболее широко их применяют для оценки запасов месторождений в ограниченных структурах, несколько реже – месторождений в речных долинах. Все гидравлические прогнозы, особенно при экстраполяции проектного расхода водозабора по отношению к опытному, следует проводить в пределах общей обеспеченности эксплуатационных запасов подземных вод, причем соотношение различных источников формирования эксплуатационных запасов должно оставаться неизменным либо его изменение учитывают при расчетах. В противном случае ошибки в прогнозных понижениях могут оказаться весьма существенными.

В условиях установившегося движения общая балансовая величина эксплуатационных запасов является верхним пределом экстраполяции суммарного расхода проектируемого водозабора. Поэтому оценка эксплуатационных запасов подземных вод гидравлическим методом должна сопровождаться расчетами их обеспеченности балансовыми методами или методом гидравлических аналогий [7, 25, 40, 30].

6.7. Балансовые методы

Балансовые методы оценки эксплуатационных запасов подземных вод Q_e основаны на раздельном определении различных источников их формирования и их суммировании (балансовое уравнение). Как известно, к ним относятся естественные (Q_e) и искусственные ($Q_{\text{и}}$) ресурсы, естественные (V_e) и искусственные ($V_{\text{и}}$) запасы подземных вод, привлекаемые ресурсы ($Q_{\text{пр}}$):

$$Q_e = \alpha_1 Q_e + \alpha_2 (V_e/t) + \alpha_3 Q_{\text{и}} + \alpha_4 (V_{\text{и}}/t) + Q_{\text{пр}},$$

где t – время эксплуатации водозабора; $\alpha_1, \alpha_2, \alpha_3, \alpha_4$ – коэффициенты использования запасов и ресурсов соответственно, Q_e – эксплуатационные запасы, Q_e – естественные ресурсы, $Q_{\text{и}}$ – искусственные ресурсы.

Как следует из последнего уравнения, эксплуатационные запасы вод могут быть обеспечены источниками формирования или на определенный период эксплуатации, или на неограниченное время.

Искусственные запасы и ресурсы подземных вод в настоящее время могут иметь значение в ограниченных случаях [46, 47].

Естественные ресурсы представляют собой обеспеченное питанием поступление воды в горизонт в годовом разрезе. В естественных условиях их расходование осуществляется посредством стока в поверхностные водотоки и водоемы, родникового стока, испарения и транспирации растительностью, перетекания в другие горизонты. При отборе подземных вод может произойти уменьшение или полное прекращение их разгрузки и все естественные ресурсы будут направлены на формирование эксплуатационных запасов.

Привлекаемые ресурсы образуются в процессе эксплуатации благодаря усилию питания подземных вод из поверхностных водотоков и водоемов (привлечение транзитного поверхностного стока), а также усиления перетекания вод из смежных водоносных горизонтов [47].

Эксплуатационные запасы подземных вод можно считать обеспеченными на неограниченно долгий срок, если они не превышают естественных ресурсов подземных вод и в большинстве случаев – привлекаемых ресурсов, когда они формируются за счет транзитного поверхностного стока или естественных ресурсов других горизонтов. Если привлекаемые ресурсы образуются за счет сработки естественных запасов подземных вод смежного горизонта, эксплуатационные запасы обеспечены на ограниченный период времени. Структура эксплуатационных запасов определяется гидрогеологической и гидрологической обстановкой, характерной для каждого типа месторождения. Эксплуатация месторождения вод всегда сопровождается изменениями: условий водообмена, качества вод, физико-химического режима вод в системах «воды – порода» [46].

Сложность применения балансового метода нередко обусловлена практической невозможностью определить по балансовому уравнению коэффициенты использования естественных запасов и ресурсов подземных вод, а также объем привлекаемых ресурсов. Балансовый метод может дать лишь среднее для рассматриваемого района изменение уровня подземных вод, а не понижение уровня в водозаборных скважинах. Строго говоря, балансовые методы применяются только для определенного балансового района, если установлены его границы. В некоторых случаях контуры балансового района практически совпадают с границами распространения водоносного горизонта. Такими условиями характеризуются артезианские бассейны горно-складчатых областей, конусы выноса, а для районов распространения трещиноватых и закарстованных пород – ограниченные структуры (Центральный Казахстан, Урал и др.) и небольшие водосборные бассейны, в пределах которых происходят питание и полная разгрузка подземных вод (Предкарпатье, район Силурийского плато и т. д.). Тогда балансовым методом можно определить обеспеченность эксплуатационных запасов, а для ограниченных закрытых структур, сложенных интенсивно закарстованными и трещиноватыми породами, может быть рассчитано также понижение уровня в водозаборных скважинах. Это объясняется тем, что в ограниченных структурах с большой водопроводимостью водовмещающих пород формируются понижения уровня, мало изменяющиеся на всей площади структуры. Так, для структур радиусом несколько километров и допустимым понижением уровня несколько десятков метров уже при отношении расхода потока (Q) к его водопроводимости (km) $Q / km < 10$ с погрешностью не более 10 % можно пренебречь сопротивлением за счет водопроводимости и считать понижение одинаковым по всей площади структуры [29, 46, 54].

В горно-складчатых районах с расчлененным рельефом обычно широко развиты родники, поэтому при наличии мощных родников подземные воды могут эксплуатироваться путем их непосредственного каптирования. Эксплуатационные запасы подземных вод должны оцениваться по данным стационарных наблюдений за режимом родников. Достоверность оценки запасов зависит от длительности периода наблюдений за расходом того или иного родника.

По длительности периода наблюдений выделяют:

- 1) многолетний (не менее 3 лет) цикл систематических наблюдений;
- 2) одно- и двухгодичный цикл систематических наблюдений;
- 3) разовые несистематические измерения расхода родника;
- 4) однократное определение расхода родника.

В соответствии с этим эксплуатационные запасы подземных вод оцениваются по категориям А, В, С₁ и С₂. Под эксплуатационными запасами родника

понимается его минимальный средний за 30-суточный период расход года 95%-й обеспеченности. На период оценки по каждому роднику могут быть выделены запасы только одной категории. Расход родника, соответствующий его эксплуатационным запасам, в зависимости от цикла наблюдений определяется либо прямым путем для категорий А и В, либо по связи с родниками-аналогами, где цикл наблюдений более длительный (для категории С₁).

В качестве аналога используют также объем атмосферных осадков. Установив коррелятивную связь между расходами родников и осадками (если она имеется), на ее основании строят длительный ряд наблюдений [7].

6.8. Метод гидрогеологических аналогий

Применение гидрогеологической аналогии в общем основано на перенесении тех или иных характеристик водоносных горизонтов и других факторов, определяющих условия работы инженерных сооружений, с более изученного объекта на менее изученный при наличии данных, позволяющих судить о сходстве двух рассматриваемых объектов в отношении переносимой характеристики.

Прогнозы должны осуществляться с учетом различия двух объектов по фильтрационным параметрам, мощности горизонтов, допустимым понижениям уровня и т. п.

Главное условие применения метода аналогии – сходство двух объектов не по абсолютным значениям параметров, а по закономерностям их изменения по площади и в разрезе, а также граничным условиям.

Гидрогеологическая аналогия широко применяется в практике гидрогеологических работ. Построение гидрогеологических карт и разрезов, составление карт водопроводимости, проектов водозаборов и водопонизительных устройств и т. п. в той или иной степени основано на аналогии, поскольку любая экстраполяция и интерполяция предполагают аналогию изучаемого свойства в двух опробованных точках.

Частичную гидрогеологическую аналогию можно использовать при оценке запасов другими методами. При этом с более изученного месторождения подземных вод на вновь оцениваемое переносятся только отдельные факторы (параметры, граничные условия и т. д.), которые нельзя достаточно надежно определить в процессе разведки или это экономически нецелесообразно. Остальные исходные данные для расчета получают по результатам разведки [7, 33, 34].

Гидрогеологические прогнозы методом аналогии предполагают наличие сходства или тождественности двух объектов по комплексу показателей. Для оценки эксплуатационных запасов подземных вод эти прогнозы заключаются

в переносе рассчитанного удельного водоотбора на единицу площади или длины с более изученного объекта на вновь оцениваемый, находящийся в идентичных геолого-гидрогеологических условиях. Такая аналогия является полной или интегральной, поэтому метод аналогий имеет некоторое сходство с гидравлическим методом, который влияние различных факторов на режим работы водозаборов также оценивает интегрально.

Метод гидрогеологических аналогий довольно широко применяется для прогноза водопритоков в горные выработки при наличии опыта эксплуатации месторождений твердых полезных ископаемых в данном районе и в меньшей степени – для подсчета эксплуатационных запасов и оценки производительности водозаборов подземных вод. Это объясняется тем, что в первом случае условия для применения метода аналогий более благоприятные, поскольку в пределах крупного месторождения или группы месторождений твердых полезных ископаемых всегда есть значительное число горных выработок, благодаря чему можно прогнозировать водопритоки в новые выработки на основании опыта отработки действующих. Водозаборы подземных вод всегда более редки в пределах одного района, и, кроме того, часто за режимом их работы наблюдения не ведутся. Тем не менее этот метод весьма перспективен для прогноза производительности водозаборов, особенно в сложных гидрогеологических условиях.

Наиболее достоверные результаты при расчетах по аналогии могут быть получены в хорошо освоенных районах, где получены массовые данные по режиму эксплуатации водозаборов за достаточно длительный период.

Применение аналогии при гидрогеологических прогнозах включает следующие основные вопросы:

- выбор водозабора-аналога, по которому имеются данные многолетней эксплуатации;
- обоснование степени и характера аналогии изучаемого участка с эксплуатируемым;
- разработка методики гидрогеологических расчетов с учетом опыта эксплуатации объекта-аналога и факторов, которые не могут быть оценены по аналогии.

Аналогия обычно обосновывается в результате изучения геоморфологических, геолого-тектонических и гидрогеологических особенностей района и объекта исследований в целом, а также анализа закономерностей формирования режима работы водозаборов. Чтобы получить данные для обоснования аналогии и значения конкретных параметров, отличающих изучаемый объект от аналога, на изучаемом объекте проводятся специальные гидрогеологические исследования [33, 34].

Основные направления использования метода гидрогеологической аналогии при оценке эксплуатационных запасов подземных вод следующие:

- качественное доказательство возможности того или иного процесса формирования эксплуатационных запасов подземных вод, для суждения об обеспеченности запасов, например, доказательство полного восполнения естественных запасов, сработанных в межпаводковый период, во время затопления поймы при паводках;
- обоснование условий формирования эксплуатационных запасов подземных вод для выбора расчетной схемы с одновременным использованием параметров, характеризующих этот процесс и принятых по опыту эксплуатации действующего водозабора. Например, по аналогии может быть принята расчетная схема пласта с перетеканием из вышележащих отложений и по данным эксплуатации установлен коэффициент перетекания;
- принятие по аналогии некоторых параметров водоносных горизонтов, которые не могут быть определены по данным разведочных работ. Например, водоотдача трещиноватых и закарстованных пород при оценке эксплуатационных запасов в замкнутых структурах с трещинно-карстовыми водами;
- оценка эксплуатационных запасов по комплексному параметру, характеризующему в совокупности условия их формирования. В качестве такого комплексного параметра может быть использован площадный или линейный модуль эксплуатационных запасов, определенный по данным работы действующих водозаборов.

Независимо от метода оценки эксплуатационных запасов подземных вод ее надежность определяется прежде всего правильной интерпретацией и схематизацией природной обстановки. Поэтому в подавляющем большинстве случаев оценке эксплуатационных запасов должно предшествовать составление гидродинамической схемы месторождения на основе анализа всех имеющихся геолого-гидрогеологических материалов [6, 23, 24].

Интерпретация геолого-гидрогеологической обстановки месторождения является первым и необходимым этапом оценки эксплуатационных запасов подземных вод. При этом должны быть выявлены основные источники формирования эксплуатационных запасов, определены граничные условия месторождения, а также характер неоднородности фильтрационных свойств водовмещающих пород и закономерности их изменения по площади и в разрезе. Такую последовательную интерпретацию следует проводить на каждом этапе разведочных работ – от прогнозного до этапа окончательной оценки запасов.

ГЛАВА 7. ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ЭКОЛОГИЯ

Экологическая охрана подземных вод гидрогеологических бассейнов является важнейшей задачей гидрогеологии, промышленности и человечества.

7.1. Задачи гидрогеологической экологии

Исследования естественного режима подземных вод широко внедряются для решения различных задач экологической оценки гидрогеологических процессов, происходящих как в естественных, так и в нарушенных условиях. Экологические задачи гидрогеологии в первую очередь включают:

- оценку тенденций в режиме подземных вод и определение экстремальных положений уровня в многолетнем разрезе;
- использование прогноза режима подземных вод для установления экстремальных положений уровня внутри годичного цикла колебаний;
- использование наблюдений за естественным режимом подземных вод при моделировании и, в частности, для решения так называемых обратных задач;
- определение и уточнение гидрогеологических параметров и в некоторых случаях граничных условий, используемых при различных аналитических расчетах и моделировании;
- изучение влияния режима подземных вод на инженерно-геологическое состояние территории.

Инженерно-хозяйственная деятельность человека во многом изменяет естественные гидрогеологические условия (снижаются или повышаются уровни, изменяются минерализация и температура, а также условия питания подземных вод и др.).

Техногенные нарушения естественных условий значительно превышают по своему воздействию естественные изменения, наблюдаемые в водоносном горизонте (например, значительное снижение уровня подземных вод). Знание величины нарушения естественной обстановки необходимо для количественной оценки изменения гидрогеологических процессов и для прогноза дальнейшего их развития.

Без знания экологических закономерностей естественного режима подземных вод не представляется возможным оценить силу воздействия искусственных факторов на масштабы нарушения естественного режима. Нарушения естественных природных условий вызывают необходимость тщательного изучения закономерностей естественного режима подземных вод наряду с обяза-

тельным изучением нарушенного режима. По характеру воздействия выделяются экологически искусственные факторы:

1) осушающие водоносные горизонты (водозаборы, горный водоотлив, сельскохозяйственный и строительный дренаж, асфальтовые покрытия и городская застройка и др.);

2) обводняющие водоносные горизонты (подтопление и подпор, поля фильтрации бытовых вод, сброс и захоронение промстоков, законтурное заводнение нефтяных месторождений и др.).

По времени воздействия среди отмеченных искусственных факторов можно различать факторы действующие: 1) длительное время (водозаборы, горный водоотлив, асфальтировка и застройка территории и др.); 2) периодически – сезонные (сельскохозяйственное орошение) и 3) эпизодически (сброс промстоков или строительный водоотлив и др.). В результате инженерно-хозяйственной деятельности различаются экологические степени нарушения естественного режима подземных вод гидрогеологических бассейнов:

а. Слабо нарушенный режим подземных вод характеризуется сохранением ранее существовавших характерных положений уровня, неизменностью тенденций в многолетнем режиме и незначительным изменением годичных амплитуд колебаний уровня, температуры и химического состава подземных вод. В большинстве случаев слабо нарушенный режим подземных вод практически не отличим от естественного режима.

б. Нарушенный режим подземных вод характеризуется изменением характерных положений уровня внутри года, наблюдающихся в естественных условиях, но обязательным прослеживанием их существенных изменений годичных амплитуд колебаний уровня температуры и химического состава подземных вод.

в. Сильно нарушенный режим подземных вод характеризуется полным нарушением естественного режима подземных вод, когда искусственный фактор определяет режим подземных вод на той или иной территории бассейна, т. е. когда уровни подземных вод в образовавшейся депрессии снижаются на десятки или сотни метров и во много раз превышают естественные колебания уровня и других элементов режима подземных вод, когда происходит перераспределение областей, источников и размеров питания водоносных горизонтов бассейна.

Изучение режима подземных вод позволяет установить различные закономерности его формирования. Под закономерностью какого-либо процесса или явления понимают определенную объективно необходимую связь и взаимозависимость, в которой протекает строго точная и последовательная смена явлений. Знание закономерностей режима подземных вод открывает возможно-

сти для выяснения вопросов формирования подземных вод на современном этапе, выбора наиболее надежного метода прогноза и экстраполяции на новых территориях.

Для выявления закономерностей режима подземных вод используются методы генетического сравнительно-гидрогеологического моделирования, которые включают экологические задачи:

- установление корреляционных связей хронологического графика сезонного и многолетнего режимов подземных вод бассейна;
- установление закономерностей изменения характера режима подземных вод при переходе из одной природной зоны или области в другую;
- изучение закономерностей режима подземных вод в одной точке и прослеживание этих закономерностей по площади бассейна;
- выявление характера воздействия на режим подземных вод отдельных природных факторов, установление и оценка изменения этого воздействия в региональном плане.

Сравнительно-гидрогеологическое моделирование предусматривает применение математической статистики для оценки связей, выявленных в процессе анализа зависимостей и обработки материалов сезонных и многолетних наблюдений.

Целесообразно рассматривать экологически раздельные закономерности, обусловленные влиянием режимообразующих факторов, в пределах крупных регионов или на локально ограниченных территориях.

Первая группа экологических факторов объединяет закономерности, являющиеся следствием воздействия в основном космогенных, климатических и в ряде случаев отдельных метеорологических факторов. Эти закономерности в совокупности определяют характерные черты режима подземных вод, свойственные крупным регионам, и создают зональность режима вод.

Вторая группа экологических факторов включает закономерности, обусловленные влиянием местных локальных факторов и, в первую очередь, литологического состава водовмещающих пород, дренированности территории и как следствие этого – глубины залегания вод, а также факторы, изменяющие режимы под воздействием деятельности человека (искусственно создаваемые режимообразующие факторы).

Исследования экологических воздействий различных факторов на подземные воды включают изучение отдельных закономерностей сезонных колебаний элементов режима подземных вод и многолетних колебаний. Знание и учет воздействия в той или иной природной обстановке является необходимым условием составления прогноза режима подземных вод, измененного в

результате хозяйственной деятельности человека. Воздействие экологических факторов, их взаимосвязь с режимом подземных вод, долгосрочный прогноз режима, учитывающий воздействие этих факторов относятся к сложнейшему процессу взаимодействия воды с окружающей средой, изменяющейся во времени и в пространстве.

Формирование подземных вод оказывает определенное и в ряде случаев весьма существенное воздействие на течение ряда геологических процессов. Большие снижения уровня вызывают своеобразные, сравнительно быстро протекающие инженерно-геологические явления.

При значительном снижении пьезометрического уровня в таких гидрогеологических условиях отдельных районов Японии, США, Италии и других стран наблюдалось оседание земной поверхности, достигающее в отдельных случаях нескольких метров и приводившее иногда к катастрофам. Оседание земной поверхности, наблюдающееся на сравнительно небольших площадях развития крупных депрессионных воронок, объясняется уплотнением пород при снижении напоров.

Нередко наблюдается одновременное воздействие на подземные воды ряда народнохозяйственных мероприятий (водозаборы, горные водоотливы, мелиорация земель, сброс промышленных стоков и др.).

Для экологических исследований в каждом обособленном гидрогеологическом районе составляется единый научно-обоснованный план размещения сети наблюдательных пунктов и унифицирована методика исследований, сбора, хранения, обработки и анализа информации. При таких условиях составляются достоверные экологические прогнозы как экологической базы для управления режимом подземных вод в пределах отдельных районов или бассейнов, к определению рациональных пределов эксплуатации водоносных горизонтов, к решению вопросов охраны подземных вод от истощения и загрязнения.

Воздействие человека на окружающую среду проявляется в различных гидрогеологических аспектах. Значительными по своим масштабам являются изменения геологических и гидрогеологических условий вследствие разработки месторождений полезных ископаемых, в особенности нефти и газа, проведения широкого комплекса земляных и осушительных работ, шахтного водоотлива, строительства гидротехнических сооружений, перераспределения поверхностного стока рек, использования земных недр для различных целей (подземное захоронение промышленных отходов, искусственное восполнение запасов подземных вод, сооружение подземных хранилищ газа и др.) и проведения мелиоративных технологий.

Экологическое влияние хозяйственной деятельности человека на гидрогеологические условия проявляется в двух основных направлениях: а) изменение

ние гидрохимических условий и загрязнение подземных вод и б) сработка уровней подземных вод и истощение их запасов. Особенно остро стоит вопрос о загрязнении подземных вод, в особенности пресных и слабо солоноватых, являющихся важнейшим источником хозяйственно-питьевого водоснабжения. Под загрязнением подземных вод понимаются любые изменения качества воды (физические, химические, биологические свойства) по сравнению с ее естественным состоянием, которые делают ее частично или полностью непригодной для использования. Критерием оценки степени загрязнения подземных вод служат изменения ее органолептических свойств, нормы предельно допустимых концентраций отдельных компонентов (ПДК) и общей минерализации воды. Угроза загрязнения подземных вод представляет во много раз большую опасность, чем угроза их количественной нехватки.

Загрязнение подземных вод в значительной степени обусловлено загрязнением окружающей среды, прежде всего поверхности земли (почвы), поверхностных вод, атмосферы и атмосферных осадков.

Загрязняющие компоненты с поверхности земли (почвы) вместе с атмосферными осадками инфильтруются в грунтовые воды. Загрязнение поверхностных вод в результате взаимосвязи поверхностных и подземных вод попадает в горизонты подземных вод. Загрязнение атмосферы через пыль и атмосферные осадки передается поверхностью земли поверхностным водам, а через них – в подземные воды.

Основными загрязнителями подземных вод являются:

- а) промышленные отходы и прежде всего промышленные сточные воды;
- б) бытовые стоки и отходы;
- в) сельскохозяйственные удобрения и ядохимикаты.

Экологическое загрязнение подземных вод, главным образом пресных подземных вод, вызывается природными некондиционными водами (поверхностными и подземными). Под некондиционными (по отношению к пресным водам) понимаются воды повышенной минерализации или содержащие отдельные компоненты сверх допустимых для питьевых норм вод. Так, с морскими водами связано засоление пресных подземных вод в прибрежных районах.

Наличие в пласте подземных вод повышенной минерализации приводит к подтягиванию последних к водозабору и ухудшению качества пресных подземных вод.

Основное экологическое загрязнение окружающей среды и подземных вод отмечается в промышленных районах. Здесь, наряду с подземными водами, происходит интенсивное загрязнение почвы, атмосферного воздуха и поверхностных вод, которое в конечном итоге ухудшает качество подземных вод.

Важным фактором экологического загрязнения почвы, поверхностных и подземных вод являются выбросы отходов промышленных предприятий в атмосферу. В отличие от локального интенсивного загрязнения почв и подземных вод непосредственно на участке промышленного предприятия и особенно вблизи поверхностных хранилищ отходов, загрязнение атмосферы приводит к загрязнению поверхности земли и подземных вод на значительно больших площадях, хотя и с меньшей степенью интенсивности. С загрязнением атмосферы связано возникновение нового искусственного регионального гидрохимического фона грунтовых вод. Загрязняющее воздействие атмосферы на поверхностные и подземные воды связано с выпадением пыли и загрязненных атмосферных осадков (дождя, снега).

Загрязнение подземных вод в значительной степени обусловлено загрязнением поверхностных вод. Особенно это характерно для речных долин при эксплуатации водоносных горизонтов аллювиальных отложений. Взаимосвязь поверхностных и подземных вод обуславливает загрязнение последних особенно при наличии инфильтрационных водозаборов. Проникновение загрязненных речных вод в водоносный горизонт происходит за счет боковой фильтрации со стороны берега и вертикальной фильтрации с поверхности земли при затоплении поймы и низких террас в паводковый период.

Экологическое загрязнение подземных вод, обусловленное влиянием реки, прослеживается вдоль долины реки и носит линейный характер. Загрязнение подземных вод, вызванное загрязнением атмосферы, может проявляться, хотя и с небольшое интенсивностью, но на значительной площади, и его можно охарактеризовать как региональное загрязнение; при этом в площадном загрязнении подземных вод и поверхности земли могут выделяться отдельные вытянутые зоны с большей степенью загрязнения, приуроченные к направлениям господствующих ветров. Сосредоточенное, интенсивное загрязнение подземных вод, хотя и проявляющееся на сравнительно небольшой площади (локальное загрязнение), имеет место непосредственно на территории промышленных объектов.

Из всех видов промышленных отходов наибольшее масштабное влияние в экологическом значении в загрязнении подземных вод имеют промышленные сточные воды, что обусловлено большим количеством «вырабатываемых» промышленностью стоков, высоким содержанием сильно загрязняющих токсичных компонентов, сложностью их очистки. Главными «производителями» сточных вод являются химическая, нефтегазовая, горнодобывающая, целлюлозно-бумажная, текстильная промышленность и др. Среди них по количеству сточных вод и их загрязненности первое место занимает химическая промышленность. Так, в США и ФРГ объемы сточных вод химической промышленности

составляют около 30 % всего объема стоков. Суточный расход сточных вод отдельных предприятий химической и нефтеперерабатывающей промышленности исчисляется десятками и даже сотнями тысяч кубометров.

На участках крупных прудов-испарителей и прудов-накопителей площадь загрязнения подземных вод исчисляется многими десятками квадратных километров. «Пятна» загрязнений от отдельных очагов, располагаясь и сливаясь между собой, обусловливают загрязнение подземных вод больших территорий.

Действующие пруды-накопители и пруды-испарители ряда предприятий Волгоградской области (например, нефтеперегонный завод) расположены на территории радиусом 10–15 км. Общая площадь этих емкостей составляет более 100 км². Подземные воды загрязнены фильтрующимися с поверхности стоками по всей площади хранилищ.

Одним из основных путей миграции загрязняющих компонентов в водоносные горизонты являются заброшенные, неликвидированные и находящиеся в плохом техническом состоянии эксплуатационные и наблюдательные скважины. Исследование водоснабженческих скважин в США (было обследовано около 23 % от общего их числа), показало, что 1/5 обследованных скважин служит источником загрязнения подземных вод эксплуатируемых горизонтов вследствие плохого технического состояния – отсутствия качественных оголовков, плохого цементирования, разгерметизации обсадных колонн и др.

Выявление и ликвидация заброшенных скважин, экологический контроль за техническим состоянием эксплуатационных и наблюдательных скважин являются важными мероприятиями в деле охраны подземных вод от загрязнения.

Для глубоких напорных горизонтов наиболее характерно экологическое загрязнение некондиционными подземными водами, которые подтягиваются к водозабору из эксплуатационного горизонта или из смежных водоносных горизонтов. Отмечается загрязнение напорных горизонтов промстоками, которые поступают через заброшенные скважины, через литологические «окна» и трещины в водоупоре, через находящиеся в плохом техническом состоянии эксплуатационные скважины (последний случай характерен для водозаборов преимущественно ведомственных, на которых отсутствуют зоны санитарной охраны). В меньшей степени загрязнены бытовыми стоками глубокие горизонты.

Для водоносных горизонтов четвертичных отложений и залегающих близко от поверхности водоносных горизонтов коренных отложений частыми являются загрязнения промышленными и бытовыми отходами, пестицидами и природными некондиционными водами (поверхностными и подземными); эти виды загрязнений поступают в водоносный горизонт и к водозабору за счет

инфилтрации с поверхности земли, через дефектные скважины и заброшенные, за счет фильтрации загрязненных речных вод и атмосферных осадков, подтягивания некондиционных подземных вод и др.

Основными путями проникновения загрязняющих веществ в подземные воды являются: а) инфильтрация стоков с поверхности земли; б) боковая и вертикальная фильтрация загрязненных речных вод; в) инфильтрация загрязненных атмосферных осадков; г) заброшенные неликвидированные скважины; д) находящиеся в плохом техническом состоянии эксплуатационные и наблюдательные скважины; е) подтягивание природных некондиционных поверхностных вод; ж) подтягивание некондиционных подземных вод по пласту (в самом эксплуатационном горизонте), снизу или сверху (из смежных водоносных горизонтов) за счет площадного перетекания или локального перетекания через трещины, разломы, литологические «окна» в водоупоре.

Загрязнение подземных вод в значительной степени зависит от условий их природной защищенности. Под защищенностью подземных вод понимается прежде всего перекрытость водоносных горизонтов слабопроницаемыми отложениями, препятствующими или затрудняющими проникновение загрязняющих компонентов с поверхности земли. Естественная защищенность подземных вод обеспечивается наличием перекрывающих слабопроницаемых пород, их экранирующими (водоупорными) и поглощающими (сорбционными) свойствами.

Защищенность подземных вод зависит от многих факторов, которые можно разбить на две группы – природные и искусственные. К основным природным факторам относятся: перекрытость подземных вод слабопроницаемыми отложениями, их сплошность и распространенность на большой территории; мощность, литология, фильтрационные и поглощающие свойства перекрывающих слабопроницаемых пород; глубина залегания подземных вод (в особенности это имеет значение для грунтовых вод); соотношение уровней исследуемого горизонта с уровнями смежных водоносных горизонтов, из которых можно ожидать проникновения загрязняющих веществ. К искусственным факторам относятся специфические свойства тех или иных видов загрязняющих веществ. Вследствие физико-химического взаимодействия этих веществ с породой могут изменяться ее структура и фильтрационные свойства. Одна и та же порода может проявлять различные фильтрационные свойства по отношению к разным типам загрязнений. Точно также различные загрязняющие вещества обладают различными сорбционными свойствами, вследствие чего одна и та же порода будет в разной степени поглощать загрязняющие вещества в зависимости от их вида.

Таким образом, загрязнения подземных вод гидрогеологических бассейнов взаимосвязаны с загрязнениями окружающей среды и зависят от геолого-

гидрогеологических условий и экологической защищенности водоносных горизонтов, интенсивности эксплуатации подземных вод.

7.2. Основные виды загрязнений гидрогеологических бассейнов

Качество питьевых вод, согласно ГОСТ «Вода питьевая», определяется показателями токсических химических веществ, бактериологическими и органолептическими экологическими показателями.

Бактериологические показатели воды включают общее количество бактерий в воде и количество бактерий группы кишечной палочки. Первый показатель определяется общим количеством бактерий в 1 мл неразбавленной воды, которое не должно превышать 100. Второй показатель (количество бактерий группы кишечной палочки) определяется двумя величинами: коли-индекс (не более 3) и коли-титр (не менее 300).

Токсические химические вещества воды определяются допустимыми концентрациями отдельных загрязняющих градиентов, установленными Министерством здравоохранения для источников централизованного водоснабжения. ГОСТ лимитирует содержание бериллия, молибдена, мышьяка, нитратов, полиакриламида, свинца, селена, стронция, фтора, урана, радия-226 и стронция-90. При содержании в воде нескольких из указанных веществ (за исключением фтора, нитратов, радиоактивных веществ) сумма отношений обнаруженных и предельных их концентраций не должна превышать 1, т. е.

$$\frac{\bar{C}_1}{C_1} + \frac{\bar{C}_2}{C_2} + \dots + \frac{\bar{C}_n}{C_n} \leq 1,$$

$\bar{C}_1, \bar{C}_2, \dots, \bar{C}_n$ – обнаруженные концентрации, мг/л; C_1, C_2, \dots, C_n – предельные нормы, мг/л.

Органолептические показатели включают запах, привкус, цветность, мутность. Запах при 20 °С и нагревании воды до 60 °С не должен превышать 2 баллов. Цветность по платино-кобальтовой шкале должна быть не более 20 градусов. Мутность по стандартной шкале – не более 1,5 мг/л.

Загрязнение подземных вод может быть вызвано промышленными и бытовыми отходами, природными (поверхностными и подземными) некондиционными водами, пестицидами и удобрениями.

Промышленные стоки вызванные ими экологические загрязнения подземных вод могут быть химическими, тепловыми и радиоактивными. Наиболее часто встречается химическое загрязнение.

Сточные воды промышленных производств отличаются большими расходами

дами и разнообразием своего состава. В особенности это относится к сточным водам химической промышленности. Промышленные сточные воды подразделяются на загрязненные и условно-чистые. Представления о количестве стоков промышленных предприятий можно получить на примере ряда объектов городов Волгограда и Астрахани (табл. 7.1).

Т а б л и ц а 7.1

Экологические модели стоков промышленных предприятий

Предприятие	Стоки, тыс. м ³ /сут	
	загрязненные	условно-чистые
АЦКК (г. Астрахань)	60	25
ВНПЗ (г. Волгоград)	15–20	150
Металлургический завод (г. Волгоград)	60	90
Завод бурового оборудования (г. Волгоград)	5	25

Состав стоков промышленных предприятий различается чрезвычайно сильно, но тем не менее можно выделить экологически типовые стоки отдельных производств. В составе стоков содовых заводов преобладают высокоминерализованные (120–170 г/л) растворы NaCl, CaCl₂ и MgCl₂ (дистиллерная жидкость). Для состава сточных вод нефтеперегонных и сланцевых заводов характерно высокое содержание нефтепродуктов, фенолов, сернистых соединений. Стоки азотно-туковых комбинатов и заводов искусственных удобрений содержат в повышенных количествах аммоний, нитриты и нитраты. На предприятиях по производству искусственного волокна стоки содержат медь и ее соединения, сероуглерод, сульфиды; на предприятиях анилино-красочной промышленности стоки содержат органические вещества, соединения серы.

В стоках многих промышленных предприятий, независимо от их специфики, содержатся: растворы минеральных солей, органические соединения, щелочи, аммоний, нитриты и нитраты, железо, мышьяк, цианиды, медь, ртуть, хром, свинец, цинк, нефтепродукты, фенолы, роданиды.

Для большинства промышленных сточных вод характерны общая повышенная и высокая минерализация, интенсивная окраска и цвет, исчезающие только после многократного разбавления. Стоки производства ядохимикатов обладают резким запахом, не исчезающим даже при разбавлении в 100 000 раз. Для исчезновения окраски стоков заводов органических красителей требуется разбавление в 200–300 раз.

Сточные воды многих химических производств являются высоко токсичными, в особенности стоки производства нитросоединений, ацетилена, этилена,

органических красителей, пестицидов, искусственного волокна и каучука, пластмасс.

Тепловое загрязнение теплообменными промстоками выражается в уменьшении содержания кислорода в речной воде, усиленном росте планктона и «цветении» воды, изменении ее химического состава вследствие изменения теплового режима водоема.

Хозяйственно-бытовые стоки характеризуются, прежде всего, бактериальным загрязнением, которое проявляется в большом количестве болезнетворных бактерий (в 1 см³ сточных вод содержатся миллионы бактерий) и в понижении величины коли-титра. Бытовые стоки содержат также органические вещества, продукты их распада, азотистые соединения, жиры, поверхностно-активные вещества (дeterгенты) и другие компоненты. Поэтому бытовые отходы, наряду с бактериальным загрязнением, могут вызвать химическое загрязнение подземных вод. В связи с ограниченным сроком выживаемости болезнетворных бактерий в подземных водах бактериальное загрязнение не захватывает больших территорий, локализовано по площади и носит временный характер.

Экологически распространенными (особенно в сельскохозяйственных районах) являются загрязнения, вызванное удобрениями и ядохимикатами (альдрин, гексахлоран, эндрин, линдан и др.). Последние представляют собой высокотоксичные, преимущественно органические соединения (пестициды), достаточно стойкие и способные к миграции в водной среде.

Пестициды разделяются на следующие группы: хлорорганические, фосфорорганические, мышьяксодержащие, ртутьорганические, производные карбаминовой кислоты, производные нитрофенола. Наибольшее количество пестицидов отмечается в хлорорганической группе. О стойкости пестицидов можно судить по результатам экспериментов. Исследовалось влияние озона (одного из сильнейших окислителей) на наиболее представительные и часто используемые пестициды хлоруглеводородной группы (альдрин, дилдрин, гептахлор, гептахлор-эпоксид, хлордан, линдан, ДДТ, эндосульфан) в органических растворах (*n*-гексан) и в водных растворах (смесь воды с ацетоном). Концентрация озона в органических растворах пестицидов составляла 240 мг/л, а в водных растворах 17 и 4 мг/л, при которой независимо от характера раствора практически полностью разрушаются только альдрин и гептахлор; их реакции с озоном исследовались наиболее детально. Остальные пестициды в зависимости от типа раствора и концентрации озона разрушаются в разной степени (от 1 до 78 %) или вообще не разрушаются. Загрязнение подземных вод ядохимикатами является химическим и токсичным.

Природные некондиционные воды экологически подразделяются на поверхностные и подземные. Поверхностные и подземные некондиционные

воды – это воды, характеризующиеся или повышенной общей минерализацией или повышенным содержанием отдельных компонентов при небольшой общей минерализации. Среди загрязнений, вызванных некондиционными водами, прежде всего, необходимо выделить хлоридное загрязнение, обусловленное солевыми речными и озерными водами в засушливых областях гидрогеологических бассейнов, но главным образом, морскими водами в прибрежных районах. В зонах избыточного увлажнения, в болотистых местностях поверхностные воды могут содержать повышенные количества железа.

Среди некондиционных подземных вод бассейнов наиболее распространены соленые воды с повышенным содержанием хлоридов. Кроме того, достаточно широко развиты воды с повышенным содержанием сульфатов, железа, сероводорода с общей повышенной жесткостью и др. Обусловленные некондиционными природными водами экологические загрязнения носят химический характер.

Таким образом, загрязнения подземных вод, вызванные промстоками, бытовыми отходами, природными некондиционными водами и ядохимикатами, можно подразделить на следующие экологические группы: а) химическое (промстоки, бытовые отходы, ядохимикаты, некондиционные воды); б) бактериальное (бытовые и сельскохозяйственные отходы); в) тепловое (промстоки); г) радиоактивное (промышленные отходы). Среди химических загрязнений подземных вод основными и наиболее частыми являются: хлориды, сульфаты, азотистые соединения, нефтепродукты и фенолы, железо, фтор, сероводород.

Пресные подземные воды и загрязненные воды (стоки, соленые природные воды и др.) представляют в общем случае систему экологически неоднородных жидкостей, различающихся по многим физикохимических показателям (минерализация, химический состав, вязкость, плотность, температура и др.). Различие свойств фильтрующихся жидкостей обуславливает различные экологические процессы их взаимодействия между собой и с водовмещающими породами.

К таким экологическим процессам относятся молекулярная диффузия, гидравлическая дисперсия, сорбция и десорбция, ионный обмен, растворение и кристаллизация, взаимодействие растворов с глинистым материалом, выпадение веществ в осадок и т. п. Эти процессы приводят к изменению состава и концентрации загрязняющих веществ и влияют на скорость и дальность их распространения в подземных водах.

Молекулярная диффузия обуславливает перенос вещества под влиянием разности его концентраций. Этот экологический процесс происходит вследствие теплового движения молекул и приводит к смешению и выравниванию концентраций. В результате молекулярной диффузии загрязняющие вещества из сточных вод могут проникать в подземные воды даже в том случае, если

движение вод и стоков не происходят. В целом скорость молекулярной диффузии в подземных водах чрезвычайно мала и перенос загрязняющих веществ, обусловленный этим процессом, не имеет существенного значения.

Значительную экологическую роль в распространении загрязнений по водоносному горизонту играет *гидравлическая дисперсия*, определяемая особенностями внутренней структуры горных пород и условиями движения в них жидкости. Изменения в структуре горных пород носят нелинейный характер и для их изучения привлекаются критерии математической статистики и моделирования.

В качестве случайной величины, характеризующей структуру порового пространства и условия движения жидкости в горных породах, принимают так называемую локальную скорость течения жидкости. При этом предполагается, что фильтрационный поток имеет некоторую среднюю скорость, характерную для данных макроскопических условий водоносного горизонта, но в то же время отдельные частицы жидкости могут испытывать случайные отклонения и блуждания, связанные с неравномерным распределением пор и трещин, с различием их геометрической формы и размеров в водоносных горизонтах бассейнов.

Вследствие различия скоростей происходит гидравлическая дисперсия (рассеяние) частиц жидкости по пути фильтрации, особенно заметная на разном уровне между двумя разнородными жидкостями.

Гидравлическая дисперсия, называемая также конвективной или фильтрационной диффузией, приводит наряду с молекулярной диффузией к смешению вытесняющей и вытесняемой жидкостей на контакте между ними. Характерным экологическим параметром этого процесса является коэффициент конвективной диффузии, на один-два порядка превосходящий коэффициент молекулярной диффузии.

В природных условиях гидравлическая дисперсия вызывается не только указанной флуктуацией локальных скоростей, но и фильтрационной макронеоднородностью пород. В связи с этим коэффициент конвективной диффузии можно рассматривать в качестве экологического параметра, которым суммарно оцениваются экологические явления рассеяния потока загрязняющих веществ в водоносном пласте.

Сорбция (поглощение) породами содержащихся в промстоках веществ может оказать существенное экологическое влияние на распространение загрязнений в водоносном горизонте. Различают физическую и химическую сорбцию. Физическая сорбция является обратимым процессом, т. е. сорбция может сменяться десорбцией того же вещества. При химической сорбции происходят химические реакции между сорбирующимся веществом (сорбатом) и частицами породы (сорбентом). Эти реакции нередко сопровождаются образованием нерастворимых соединений, в результате чего десорбция может быть затруднена.

В общем случае параметрами сорбционного процесса являются константы скорости сорбции и коэффициент распределения веществ между жидкой и твердой фазой при экологическом равновесии.

Изменения концентрации загрязняющих компонентов при их фильтрации в пласте могут происходить в результате обмена ионов между растворами и природными минералами. Обменная емкость пород, т. е. количество способных к обмену ионов, приходящихся на единицу массы породы, обычно невелика и не превышает нескольких миллиграмм-эквивалентов на грамм породы.

К числу химических реакций, которые могут протекать при взаимодействии загрязненных вод с подземными водами и породами, относятся окисление, восстановление, гидролиз и другие, сопровождающиеся растворением вещества, выпадением осадка, разрушением сложных органических соединений, переводом сорбируемых соединений в несорбируемые и т. д.

В большинстве случаев стоки и пресные подземные воды бассейнов различаются минерализацией, которая обусловливает в значительной степени различные плотности и влияет на фильтрационные свойства песчано-глинистых пород.

Экологическое взаимодействие растворов с глинистым материалом проявляется в том, что на разном уровне песчано-глинистая порода может проявлять различные фильтрационные свойства по отношению к пресным водам и хлоридным растворам. Это обусловлено разной степенью набухания глинистого вещества в пресных и минерализованных водах. Так, проницаемость песчано-глинистых пород в пресной воде, как правило, значительно меньше, чем в соленой хлоридной воде, что объясняется большим набуханием глинистых частиц в пресной воде по сравнению с соленой. Набухание глинистого материала приводит к закупорке порового пространства и снижению проницаемости пород.

Экологические исследования подтверждают, что различие проницаемости для пресных и соленых вод особенно заметно при увеличении содержания глинистого материала в породе. Максимально это проявляется в глинах, которые при одних и тех же показателях практически могут не пропускать пресную воду и фильтровать хлоридные воды.

Проницаемость для пресной и соленой воды неодинакова и зависит от типа глин и состава их обменных катионов. В монтмориллонитовых глинах, и в первую очередь Na-монтмориллонитовых, перепад проницаемости для пресных и соленых вод будет значительно больше (в несколько раз и даже на порядок), чем в гидрослюдистых и каолинитовых глинах (в 1,5–2,0 раза).

Для водовмещающих песчаных отложений, в особенности для высокопроницаемых песков и песчаников, а также для трещиноватых пород, различие в проницаемостях относительно пресных и соленых вод незначительное, и им можно пренебречь.

7.3. Гидрогеологическая охрана подземных вод бассейнов

Важнейшими объектами охраны подземных вод являются водозаборы, прежде всего водозаборы хозяйственно-питьевого назначения. Наиболее значительные экологические очаги загрязнений подземных вод приурочены к территориям промышленных предприятий и в первую очередь к участкам поверхностных хранилищ промышленные отходов.

Для обоснованного решения вопросов экологической охраны подземных вод от загрязнения и выбора водоохраных мероприятий необходимы знания закономерностей движения загрязненных вод в пласте и пригнозировать распространение загрязнения и подземных подач, знать масштабы загрязнения водоносного горизонта и качество подземных вод на водозаборах.

При экологическом прогнозе распространения загрязненных вод по пласту бассейна могут быть два решения. Первое более простой, предполагает, что вытеснение одной жидкости другой носит «поршневой» характер и происходит равномерно, без образования «языков» и с четко выраженной поверхностью раздела между двумя жидкостями. Такой прием во многих случаях позволяет получить относительно простые гидравлические расчетные зависимости и обеспечивает вполне удовлетворительную для практических целей точность экологических прогнозов. На основе предпосылки о «поршневом» вытеснении вод аналитически исследуется структура фильтрационных потоков для разных типовых гидрогеологических бассейнов с учетом граничных условий водоносного горизонта и естественного потока подземных вод. Получаемые расчетные зависимости позволяют прогнозировать время и дальность продвижения границы загрязненных вод. При таких построениях загрязненные воды обычно предполагаются нейтральными по отношению к породам и подземным водам и не вступающими с ними во взаимодействие. На границе раздела «загрязненные – чистые воды» концентрация загрязняющих веществ принимается такой же, как в начальном сечении, откуда в пласт поступают загрязненные воды. Дальность перемещения загрязнений в подземных водах без учета сорбции оказывается максимальной, что обеспечивает определенный «запас прочности» выполненных экологических прогнозов.

Другой экологический подход учитывает случайный характер микростроения пористой среды, неодинаковые размеры поровых каналов, процессы молекулярной диффузии и сорбции, вследствие чего «поршневое» вытеснение вод нарушается, жидкости на границе раздела смешиваются, образуются «языки», т. е. происходит рассеяние или дисперсия границы раздела двух жидкостей.

Диффузия растворенного вещества в перекрывающие и подстилающие водоносный горизонт слабопроницаемые глинистые отложения приводит так

же, как и процессы сорбции, к уменьшению содержания загрязняющего вещества в подземных водах бассейна.

Различия плотностей подземных и загрязненных вод при движении жидкостей с разными плотностями приводят к деформациям границы раздела, выражющимся в формировании «языка» более тяжелой жидкости по подошве пласта. Если принять, что первоначальная граница пресных и загрязненных (соленых) вод была вертикальной, то в дальнейшем эта граница становится наклонной вследствие того, что более тяжелая жидкость (соленая вода) «подпирает» более легкую (пресную воду), и в подошве пласта образуется «язык» тяжелых соленых вод. Если загрязненные воды характеризуются меньшей плотностью по сравнению с подземными водами, то «язык» загрязненных вод формируется по кровле пласта. Размеры зоны «языкообразования» определяются соотношением плотностей пресных и загрязненных вод, мощностью водоносного горизонта, скоростью движения подземных вод бассейна.

Экологическое качество подземных вод может определяться по общей минерализации (сухому остатку) или по содержанию каких-нибудь загрязняющих компонентов. Прогноз экологического качества подземных вод на водозаборе включает: а) оценку на основе балансовых расчетов максимально возможной общей минерализации воды на водозаборе и максимального содержания отдельных компонентов; б) оценку принципиальной возможности попадания загрязненных вод к водозабору путем построения области питания водозабора и выяснения ее местоположения относительно области загрязнения подземных вод; в) оценку времени подтягивания к водозабору первых порций загрязненных вод; г) оценку смешения на водозаборе пресных и некондиционных вод и минерализации отбираемых подземных вод на разные моменты времени. В зависимости от конкретных гидрогеологических условий выполняются те или иные из указанных оценок. Так, в случае положительных оценок «а» и «б» отпадает необходимость в оценках «в» и «г».

Экологические и технические условия загрязнения подземных вод на водозаборе принципиально различаются в зависимости от наличия или отсутствия естественного движения подземных вод. В водоносном горизонте при отсутствии естественного движения подземных вод (условия «бассейна») область питания водозабора распространяется на весь пласт. В силу этого в условиях «бассейна» движение подземных вод к водозабору происходит из любой точки пласта. Поэтому если в таком пласте имеются загрязненные или природные некондиционные воды, то они всегда (рано или поздно) достигнут водозабора. В этом случае условия загрязнения подземных вод на водозаборе будут определяться временем продвижения к нему загрязненных вод. В зависимости от удаления границы загрязненных вод от водозабора это время может оказаться или

весьма коротким (десятки суток, месяцы) или же очень продолжительным (десятки и сотни лет). Время продвижения загрязненных вод к водозабору находится по аналитическим зависимостям, графоаналитическим методом или методом моделирования. Время продвижения загрязненных вод в значительной степени зависит от фильтрационной неоднородности пород, слоистости разреза, граничных условий водоносного горизонта, эффективной мощности пласта.

При наличии естественного движения подземных вод в пласте формируется примыкающая к водозабору и локализованная по площади экологическая область питания (захвата) водозабора. Эта область отделена от остальной части пласта нейтральной линией тока. Принципиальная возможность загрязнения водозабора в условиях естественного потока подземных вод определяется в зависимости от того, захватывается или не захватывается зона загрязнения областью питания водозабора. Размер области питания водозабора зависит от соотношения дебита водозабора и расхода естественного потока и граничных условий водоносного горизонта. При попадании загрязнения в область питания водозабора условия его экологического загрязнения определяются временем продвижения загрязненных вод к водозабору и последующим изменением качества воды.

Экологические изменения качества (минерализации) подземных вод на водозаборе при подтягивании некондиционных вод и их смешения с пресными водами существенно зависит от граничных условий пласта и естественного движения подземных вод. В неограниченном пласте, разделенном на две полу平面 с пресной и соленой водой, при отсутствии естественного потока (условия «бассейна») максимальная минерализация воды на водозаборе равна полу сумме минерализаций пресных и некондиционных (соленых) вод. В зависимости от гидрогеологических условий водоносного горизонта могут быть три основных экологических случая изменения экологического качества воды на водозаборе: рост минерализации до полного засоления водозабора, ограниченный рост минерализации с частичным засолением водозабора, ограниченный рост минерализации с последующим ее убыванием и опреснением водозабора.

Экологический прогноз качества подземных вод необходим для обоснования проектирования водоохраных мероприятий. Если по результатам прогноза окажется, что время подхода к водозабору загрязненных вод заведомо больше срока его эксплуатации, то в данном случае достаточно ограничиться сетью гидрогеологических наблюдательных скважин для экологического контроля за движением загрязненных вод. Если же время загрязнения водозабора меньше срока его эксплуатации, то необходимы специальные экологические защитные мероприятия для перехвата загрязненных вод и локализации области их распространения.

Таким образом, экологический прогноз загрязнения подземных вод на участке промышленного предприятия включает оценку: а) времени достижения стоками (с поверхности земли) уровня грунтовых вод; б) расхода стоков, фильтрующихся из поверхностного хранилища в условиях свободной и подпертой фильтрации; в) дальности распространения стоков по одноосному горизонту и площади его загрязнения; г) времени, за которое стоки, двигаясь по пласту, достигнут ближайших водозаборов. Экологическая оценка времени достижения уровня грунтовых вод фильтрующимися с поверхности стоками для условий однородного разреза зоны аэрации и постоянства уровня стоков в хранилище может быть выполнена по формуле Цункера:

$$t = \frac{\mu}{r} \left[m - H_0 \ln \left(1 + \frac{m}{H_0} \right) \right],$$

где H_0 – высота слоя сточных вод в хранилище; r , m – коэффициент фильтрации и мощность зоны аэрации; μ – недостаток насыщения пород зоны аэрации (μ приблизительно равно пористости).

Время проникновения стоков до грунтовых вод существенно зависит от фильтрационных свойств пород зоны аэрации, но в целом оно очень небольшое. Так, при $r > 0,5$ м/сут время движения стоков не превышает нескольких суток даже при относительно больших мощностях зоны аэрации ($m \geq 10$ м); при $r \leq 0,5$ м/сут время фильтрации возрастает до нескольких десятков суток; при $r < 0,01$ м/сут и $m > 20$ время инфильтрации достигает сотен суток.

При двухслойном строении зоны аэрации со слабопроницаемым верхним слоем (экраном) время инфильтрации стоков до уровня грунтовых вод складывается из времени t_1 движения в верхнем слое и времени t_2 движения в нижнем слое. Время t_1 определяется подстановкой в нее параметров (m , r , H) верхнего слоя. Время t_2 определяется на основе исследований. При $\frac{r_1}{r_2} < 0,1$ время движе-

ния в двухслойном разрезе, в основном, определяется временем движения, через верхний слабопроницаемый слой ($t_1 \gg t_2$). Поэтому для приближенной оценки времени движения стоков через двухслойный разрез можно определять время движения стоков через слабопроницаемый слой.

В случае фильтрации стоков с поверхности земли с постоянным расходом Q через площадь F время достижения стоками уровня грунтовых вод может быть оценено по формуле Н.Н. Биндемана:

$$t = \frac{m \cdot \mu}{\sqrt[3]{\left(\frac{Q}{F}\right)^2} \cdot r},$$

где m , r – мощность и коэффициент фильтрации, μ – дефицит влажности пород.

Дальность распространения стоков (x) по водоносному горизонту по направлению потока за время t приближенно определяется по формуле:

$$x = R_{xp} \cdot \left(\sqrt{1 + \frac{Q_{xp} t}{\pi n_0 m R_{xp}^2}} - 1 \right) + \frac{v_e \cdot t}{n_0},$$

где Q_{xp} – расход стоков, фильтрующихся из хранилища в водоносный горизонт; R_{xp} – радиус хранилища стоков; v_e – скорость фильтрации естественного потока подземных вод; n_0 – пористость водоносных пород.

Экологические исследования условий загрязнения подземных вод на участках промышленных предприятий подтверждают следующее: а) содержание загрязняющих компонентов в подземных водах в несколько раз превышает допустимую норму; б) образовавшийся очаг загрязнения подземных вод сохраняется в течение длительного времени даже после ликвидации хранилища (в этом случае загрязненные почва и зона аэрации являются как бы вторичными источниками загрязнения); в) высокая минерализация и плотность многих стоков приводят к загрязнению подземных вод на значительную глубину, включая и горизонты напорных вод; г) фильтрационная неоднородность пород и трещиноватость обусловливают неравномерное перемещение загрязняющих компонентов в подземных водах и длительное их хранение в водоносном горизонте; д) скорость распространения загрязнения в подземных водах составляет от нескольких десятков до сотен метров в год; в) в сильно трещиноватых и закарстованных породах скорость движения загрязненных вод может достигать нескольких километров в год.

При выборе участков расположения промышленных предприятий необходимо учитывать химизм подземных вод; местоположение предприятия должно по возможности выбираться в той части водоносного горизонта, где подземные воды характеризуются повышенной минерализацией.

Промышленные объекты следует располагать с учетом направления естественного потока подземных вод, промышленные объекты должны располагаться ниже по потоку подземных вод от водозабора и на таком расстоянии от

него, чтобы загрязнения не попали в область питания водозаборов. Эти расстояния приближенно оцениваются для сосредоточенного площадного водозабора:

$$x > \frac{Q}{2\pi mri_e},$$

и для линейного ряда скважин:

$$x > \frac{1}{\pi} Arth \frac{Q_0}{2lmri_e},$$

где Q – дебит площадного водозабора, м³/сут; Q_0 – дебит отдельной скважины, м³/сут; r и m – коэффициенты фильтрации и мощность водоносных пород; l – расстояние между скважинами в ряду; i_e – уклон естественного потока подземных вод.

Если промплощадка не может быть расположена ниже по потоку, то она должна быть отнесена в сторону от водозабора на расстояние:

$$x > \frac{Q}{2mri_e}.$$

При обосновании местоположения промышленного объекта должен обязательно даваться экологический прогноз возможного отрицательного воздействия этого объекта на подземные воды и окружающую среду в целом.

7.4. Гидрогеологическое моделирование захоронения промышленных сточных вод в глубокие водоносные горизонты бассейнов

Одним из способов борьбы с загрязнением поверхностных и пресных подземных вод является удаление промышленных стоков путем их закачки через скважины в глубокие водоносные горизонты.

Подземное захоронение промстоков является вынужденной мерой, обусловленной несовершенством методов очистки многих видов сильно загрязненных, концентрированных стоков. Поэтому такие технологии следует применять только для удаления небольших количеств не поддающихся очистке токсичных стоков.

Технологии подземного захоронения имеют ряд преимуществ перед обычными методами удаления сточных вод. К ним относятся: возможность надежного и безопасного (по санитарным требованиям) захоронения стоков; уменьшение сброса стоков в поверхностные водоемы и водотоки; возможность закачки стоков без их тщательной очистки и обезвреживания; относительно невысокая (во многих случаях) стоимость закачки стоков. Недостатками подземного захоронения являются: сложность удаления больших количеств стоков; сложность или

даже невозможность закачки определенных видов стоков вследствие особенностей их физико-химических свойств (большое содержание взвесей, соединений и веществ, выпадающих в осадок, необратимые химические реакции с породой и пластовой жидкостью, приводящие к закупорке призабойной зоны и снижению приемистости нагнетательных скважин, и др.); сложность контроля в условиях глубоких горизонтов за перемещением закачиваемых стоков.

Экологической спецификой технологии подземного захоронения стоков являются физико-химические и механические процессы взаимодействия закачиваемых стоков с породой и пластовой жидкостью, приводящие во многих случаях к изменениям фильтрационных свойств пород пласта-коллектора.

На промышленных предприятиях, в особенности химических, обычно образуются два вида экологических сточных вод: сильно загрязненные (концентрированные) и слабо загрязненные. Большей частью сильно загрязненные стоки составляют менее 20–30 % общего количества сточных вод предприятия. Использование технологии подземного захоронения наиболее целесообразно по отношению к сравнительно небольшой по объему части стоков. Исходя из сравнительно низких фильтрационных свойств пород на больших глубинах, а также из того, что закачка в глубокие горизонты обычно осуществляется 1–3 скважинами, оптимальный расход закачиваемых стоков составляет (в среднем) 1,5–2 тыс. м³/сут и, как правило, не превышает +3–5 тыс. м³/сут.

В нефтегазоносных районах подземная утилизация промстоков осуществляется по трем направлениям:

- а) в отработанные нефтяные и газовые месторождения;
- б) использование стоков для заводнения эксплуатируемых нефтяных и газовых месторождений;
- в) сброс промстоков в непродуктивные водоносные горизонты и «пустые» структуры.

Использование стоков для заводнения нефтяных месторождений и сброс промстоков в отработанные залежи имеют известные преимущества, поскольку уже имеются пробуренные скважины, что удешевляет подземное захоронение промстоков. Наибольший экономический и экологический эффект достигается при использовании стоков для заводнения нефтяных и газовых месторождений. Использование промстоков для заводнения нефтяных и газовых пластов обосновывается после его тщательного и всестороннего моделирования, изучения совместимости стоков с пластовой водой и породой, изучения нефтеотмывающих свойств стоков и др.

Экологические критерии для выделения пластов-коллекторов, пригодных для закачки промстоков, следующие:

1) водоносный горизонт не должен содержать пресных вод, а также вод бальнеологических и промышленного значения;

2) закачка стоков возможна лишь в пласты, содержащие высокоминерализованные воды, непригодные для практического использования;

3) пласт-коллектор в пределах исследуемой площади не должен содержать полезных ископаемых и эксплуатироваться;

4) пласт-коллектор должен обладать достаточно высокой приемистостью и водопроводимостью, обеспечивающими экономически эффективный сброс заданного количества стоков;

5) пласт-коллектор должен быть экологически надежно изолирован слабопроницаемыми породами от вышележащих водоносных горизонтов, перекрывающий водоупор должен быть выдержан по площади;

6) пласт-коллектор в ближайшей окрестности (в радиусе 15–20 км) не должен выходить на поверхность или быть связан с рекой;

7) оптимальный интервал глубин для подземного захоронения (с точки зрения стоимости закачки, приемистости скважин) от 500 до 1500–2000 м. Выбор пласта-коллектора и экологический анализ возможности подземного захоронения промстоков делается по результатам специальных опытных полевых гидрогеологических исследований. Важнейшими обоснованиями экологической пригодности пласта-коллектора для возможного подземного захоронения промстоков являются экологические прогнозы распространения стоков по пласту и надежности их экранирования перекрывающими водоупорами. При оценке изоляции пласта-коллектора водоупорными слоями большое значение имеет изучение экранирующих свойств водоупорных слоев по отношению к разным видам сточных вод. Глинистые породы могут проявлять различные экранирующие свойства в зависимости от состава, минерализации и температуры фильтрующейся жидкости, это необходимо учитывать при оценке надежности изоляции пласта-коллектора.

Экологический контроль за охраной подземных вод от загрязнений осуществляется созданием режимной сети наблюдательных скважин на всех централизованных полигонах закачки сточных вод, работающих в сложных гидрохимических условиях, и проведением систематических наблюдений за качеством и уровнем подземных вод как самом полигоне, так и на прилегающей территории.

Экологическая режимная сеть сооружается на всех крупных промышленных объектах и прежде всего в районах поверхностных хранилищ промышленных стоков и отходов, являющихся одним из основных источников загрязнения подземных вод. Оборудование экологической сети наблюдательных скважин и производство режимных наблюдений согласно «Основам водного

законодательства» должно осуществляться организациями-пользователями недр, единой методической основе и под контролем территориальных геологических управлений предприятий. Экологическая режимная сеть на полигонах водозаборах и промышленных объектах необходимо для выяснения истинной картины загрязнения подземных вод, для контроля за распространением загрязнения по горизонту и своевременной разработки и внедрение мероприятий по охране подземных вод и предотвращению их дальнейшего загрязнения.

Экологический контроль за состоянием подземных вод сопровождается наблюдениями за состоянием поверхностных вод, почв, атмосферы и атмосферных осадков. Экологической технологией борьбы с загрязнением подземных вод является инжекция промстоков в глубокие водоносные горизонты, не используемые для хозяйственно-питьевых, промышленных, бальнеологических и других целей.

Таким образом, экологическая разработка гидрогеологического и инженерно-геологического обоснования размещения промышленных предприятий и охраны окружающей среды должна включать оценку природной защищенности горизонтов подземных вод, изучение защитных свойств зоны аэрации, изучение экранирующих свойств пород, оценку масштабов возможного загрязнения подземных вод под влиянием инфильтрации из хранилищ стоков, изучение возможности подземного захоронения промстоков.

Предотвращение экологического загрязнения подземных вод и уменьшение его масштабов решается технологиями:

а) обоснованного размещения промышленных предприятий с учетом природной защищенности подземных вод, направления естественного потока подземных вод, расположения существующих и проектируемых водозаборов подземных вод;

б) оборудования сети наблюдательных скважин для своевременного выявления загрязнения подземных вод, определения направления и скорости перемещения загрязненных вод, изучения самоочищения подземных вод;

в) сооружения защитных водозаборов для перехвата загрязненных подземных вод и недопущения их распространения по водоносному горизонту, проведения длительных локализационных откачек непосредственно из области загрязнения подземных вод с целью стягивания контуров этой области и уменьшения ее размеров, проведения одновременных и раздельных откачек из областей загрязненных и чистых подземных вод, нагнетания воды в пласт с целью отжатия загрязненных вод и создания водного барьера между чистыми и загрязненными водами;

г) подземного захоронения в глубокие горизонты наиболее токсичных стоков.

Экологические охранные технологии сочетаются с мероприятиями дальнейшего развития и разработки методики комплексных гидрогеологических исследований загрязнения подземных вод с применением геофизики, термометрии и индикаторных методов, совершенствования и развития экологического прогноза миграции загрязнения подземных вод, изучение взаимодействия сточных вод с породами и подземными водами и влияние этого взаимодействия на фильтрационные приемистые свойства пород полигона закачки промстоков.

ГЛАВА 8. ПРОМЫСЛОВЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ БАССЕЙНОВ

8.1. Гидродинамические исследования

Гидрогеологические данные, полученные в результате промысловых наблюдений, лабораторных исследований, используются при проектировании и разработке месторождений углеводородов, прогнозе обводнения, оценке эксплуатационных запасов вод, выборе рецептуры промывочных и тампонажных жидкостей, определении мест притока воды и др. Гидрогеологические данные получают в ходе различных видов исследований с использованием гидродинамических, гидрохимических, газогидрохимических, геотермических и других методов [12, 23, 24].

Главная задача гидродинамических исследований – определение гидродинамических показателей пластов:

- коэффициента гидропроводности пласта $a = k_{\text{пр}} \cdot h / \mu$;
- коэффициента пьезопроводности $\alpha = k_{\text{пр}} / [\mu (m \cdot \beta_{\text{ж}} + \beta_c)]$;
- комплексного параметра α / r_0^2 .

Здесь $k_{\text{пр}}$ – коэффициент проницаемости; h – мощность пласта; μ – вязкость воды; m – пористость; β_c – сжимаемость среды; $\beta_{\text{ж}}$ – сжимаемость жидкости; r_0 – радиус области питания скважины.

При проведении гидрогеологических исследований скважина считается подготовленной, если ствол ее заполнен пластовой водой со статическим положением уровня или избыточным давлением и установившимся естественным температурным равновесием с пластом.

При исследовании слабопроницаемых пластов, когда восстановление уровня до статического положения занимает довольно длительный период времени, допускается неполное восстановление уровня, если имеющихся данных достаточно для определения его статического положения методом В. П. Яковлева. В переливающихся скважинах при длительном восстановлении избыточного давления для определения пластового давления используется метод Д. Р. Хорнера [12, 24, 25, 27, 39].

8.2. Газогидрохимические исследования

Газовая составляющая подземных вод является одним из важнейших и наиболее надежных гидрогеологических поисковых показателей. При этом требуется правильно определять как газосодержание, так и компонентный состав

растворенных в водах газов, по которым проводится расчет упругости газов и коэффициента насыщения. Получение достоверных данных о газовой составляющей пластовых вод во многом зависит:

- от степени подготовленности скважин к проведению исследований;
- техники и технологии проведения гидрогеологических исследований;
- химического анализа водорастворенного газа и интерпретации результатов исследований.

Подготовка скважины к исследованиям заключается в ликвидации последствий проникновения фильтрата бурового раствора, замене технической воды в скважине на пластовые воды, создании газогидрогеохимической обстановки, соответствующей пластовой или близкой к ней.

Газовые показатели определяют путем отбора глубинных проб на режиме динамического уровня с помощью глубинных пробоотборников различных модификаций как отечественного производства, так и зарубежного.

По конструктивным особенностям пробоотборники подразделяются на проточные и непроточные. Для отбора проб наиболее приемлемы отечественные ПД-ЗМ с усовершенствованным клапанным устройством самоуплотняющейся конструкции (Б. П. Акулинчев, 1982). В отличие от пробоотборников заводского исполнения эти пробоотборники позволяют получать достоверные пробы воды и растворенного газа, производить отбор проб в условиях аномально высоких давлений и температур. Однако эти приборы имеют ограниченное применение в условиях высоких концентраций кислых компонентов, когда надежнее непроточные пробоотборники компании «Кастер», модернизированные в Ухтинском отделении ВНИГРИ [23, 24].

В большинстве глубинных пробоотборников клапаны открываются внутрь камеры, поэтому при АВПД и геотемпературных градиентах возможна разгерметизация проб при их подъеме на поверхность. Наиболее неблагоприятные условия формируются при нахождении пробоотборника в лубрикаторе. В этом случае давление пробы во многом зависит от газового фактора и возможности выделения свободного газа, однако в поисково-разведочных скважинах его значение обычно неизвестно. Чтобы оценить сохранность поднимаемых проб, необходимо исходить из минимально возможного (фонового) газосодержания, так как при этом ожидаемый перепад давлений будет максимальным [39, 58].

Пробу жидкости с растворенным газом отбирают при забойных условиях, равных пластовым, а подъем пробоотборника производят после пуска скважины на самоизлив и достижения устьевой температуры, гарантирующей превы-

шение давления в пробоотборнике над скважинным даже при минимально возможном газовом факторе.

В настоящее время перспективы выявления залежей углеводородов во многих нефтегазоносных регионах связаны с глубинами 3000–6000 м, где пластовые давления нередко достигают 110 МПа, в 1,5–2 раза превышая нормальные гидростатические, а забойные температуры доходят до 175–200 °С. Пластовые воды зачастую содержат такие агрессивные компоненты, как сероводород, углекислота и др. В этих условиях резко возрастают требования к достоверности и информативности данных, получаемых при опробовании глубоких скважин, и надежности их интерпретации при оценке прогноза нефтегазоносности. [4, 21, 36, 45, 49].

Основным гидрогеологическим показателем газонасыщенности является коэффициент газонасыщения вод (отношение давления насыщения к пластовому). Считается (Ю. П. Гаттенбергер, 1980 и др.), что если давление насыщения равно или больше пластового, то это прямой признак наличия газовых или газоконденсатных залежей. В любом приподнятом участке пласта в условиях нулевого дефицита упругости происходит выделение газа из растворенного состояния и, следовательно, все структурные ловушки будут содержать залежи газа. Однако нельзя однозначно решать этот вопрос, не учитывая изменений температуры и растворимости газа в меняющихся термобарических условиях (рис. 8.1).

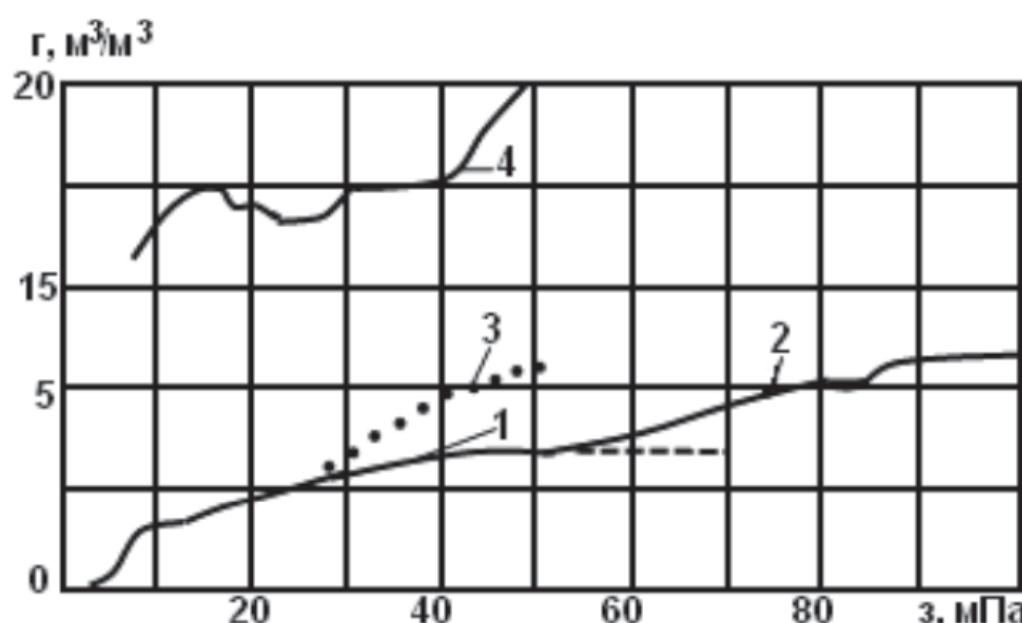


Рис. 8.1. Зависимость предельного газосодержания вод от термобарических условий и состава газов [50] в разных скважинах:

Γ – газосодержание, $\text{м}^3/\text{м}^3$, P_z – давление, МПа.

Площади: 1, 2 – Бойчаровская; 3 – Отказненская; 4 – Кайсулинская

8.3. Гидрогеохимические исследования

В гидрогеологической практике по ряду причин не всегда возможно отобрать представительные пробы пластовой воды. Проба считается достоверной, если минерализация воды составляет 90–95 % характерной для данного комплекса.

Чтобы оценить степень достоверности гидрохимической информации, необходимы сведения о состоянии скважины, степени ее подготовленности к исследованиям, условиях отбора проб; важно знать общую гидрогеологическую обстановку, фоновый гидрохимический облик.

Гидрохимические показатели можно использовать при отбраковке данных по ионно-солевому составу неформально, если понятен механизм формирования солевого состава подземных вод и генезис их минерализации, который отражает гидрохимические условия осадконакопления в седиментационных бассейнах и не контролируется геологическим возрастом [21, 39].

Добыча нефти и газа на определенных стадиях разработки сопровождается поступлением из продуктивных горизонтов в эксплуатационные скважины значительных объемов пластовой, технологической, конденсационной и иных типов вод. Это приводит к нарушению термобарических условий и соответственно гидрохимического равновесия в природной геофлюидальной системе, к активизации геохимических процессов, что сказывается на гидрохимической обстановке внутри залежи. В конечном итоге это может отразиться на показателях разработки месторождения.

Согласно Правилам разработки газовых и газоконденсатных месторождений, необходимо вести мониторинг и контроль за вторжением пластовых вод в залежь в процессе разработки с использованием комплекса промыслового-геофизических, гидрогеологических и гидрохимических методов.

Гидрохимические методы контроля способствуют решению ряда задач, в частности позволяют:

- определить природу вод, поступающих в скважину попутно с основной продукцией;
- выявить аварийные скважины, обводнение которых обусловлено притоками вод из других чуждых горизонтов;
- прогнозировать время темпы и характеристики обводнения, определять скорость и направление закачиваемых вод;
- определять объемы, характер и закономерности поступления пластовых вод.

В процессе разработки месторождений изменяются химический состав пластовых вод и термобарические условия месторождений. Происходящие в залежах гидрохимические процессы представляются в виде гидрохимических карт, карт минерализации, карт содержания хлорид иона, графиков плотности воды и других гидрохимических материалов.

Для контроля за поведением водонапорной системы месторождения за контуром залежей в водоносной части пласта обычно бурят наблюдательные, так называемые пьезометрические скважины (Ю. П. Гаттенбергер , В. П. Дьяконов, 1979). Замеряя в них пластовые давления и отбирая глубинные пробы флюидов, судят об изменениях положения ВНК или ГВК залежей, рассчитывают продвижение воды в залежи. Недостатками этого способа являются высокие затраты на бурение законтурных скважин и низкая достоверность оценки продвижения ВНК и ГВК из-за невозможности оценить фильтрационные свойства пласта между наблюдательными скважинами и залежью [12, 19, 20].

Чтобы избежать этого недостатка эксплуатационных скважин, находящихся в зонах с подошвенной водой, перфорируют только в газоносной части пласта, а ниже интервала перфорации устанавливают насосно-компрессорные трубы с пакером. По межтрубному пространству осуществляют добычу газа, нефти или другого флюида, имеющего меньшую плотность, чем вода, а в колонну насосно-компрессорных труб (НКТ) спускают геофизические приборы для отбивки контакта (ГВК, ВНК и т. п.) между флюидами, пригодными и непригодными для добычи. Недостатками этого способа являются невозможность производить отбор глубинных проб флюидов, находящихся ниже контакта, следить за изменениями их химического и фракционного составов, изменениями газового фактора нефти или воды и переходом растворенных газов в свободное состояние, за выпадением в пласте газового конденсата, динамическим и стабильным давлениями [20, 24, 26, 47].

Гидрогеохимический контроль за обводнением газовых и газоконденсатных месторождений проводится практически повсеместно и сводится к оценке и прогнозу обводнения на ту или иную перспективу. При этом объектом изучения являются конденсационные, пластовые и технические воды и их смеси, которые при низкой минерализации имеют довольно сложный состав, что требует тщательного отбора проб, применения высокочувствительных методов и методик анализа. Усложнение технологии эксплуатации месторождений рождает необходимость введения в практику исследования новых коррелятивов и расширения круга задач, решаемых гидрохимическими методами, а также совершенствования химико-аналитических исследований подземных вод и их унификации [24, 47].

При проведении гидрохимического контроля исследователь имеет дело с двух- или трехфазным потоком. В практике гидрохимического контроля трехфазный поток «газ – жидкость – твердое вещество» можно рассматривать как наиболее общий случай, поскольку в скважинах и наземных коммуникациях могут двигаться: газ, водно-углеродный конденсат и твердая фаза (частицы породы или солей, выпавших в стволе скважины). При проведении контроля за обводнением наибольший интерес представляют параметры газожидкостного потока, например, газоконденсата, газоводяных смесей и газированных нефтей.

Отбор проб воды, выносимой газом, можно проводить на групповых пунктах отбора с помощью стационарных (контрольных) сепараторов, но лучше отбирать пробы воды на устье эксплуатационных скважин, а при невозможности – на ближайшем удалении от него.

Периодичность отбора проб (1–4 раза в год) должна быть такова, чтобы обеспечивалась достоверность заключений, выводов и прогнозов по контролю за обводнением. Пробы на предмет сокращенного анализа с последующим определением концентраций компонентов, наиболее информативных (для данного региона, месторождения), необходимо отбирать ежемесячно. Колебания в стволе скважины температуры и давления, часто резко отличных от параметров пласта, химические и электрохимические взаимодействия воды с материалом обсадных труб – все это в совокупности способно изменять состав проб воды. Независимо от места отбора проб, а также среды, из которой они отбираются (преимущественно газовая или жидкостная), пробы воды можно разделить на отобранные при соприкосновении с атмосферой (негерметичные) и без такового (герметичный отбор). Обычный негерметичный отбор допустим при определении содержаний относительно устойчивых компонентов состава воды (хлор, натрий, калий), а содержание таких компонентов, как карбонат-бикарбонатные ионы, сульфаты, кальций, магний, йод, бром, кислые газы, меняет значения pH и Eh при контакте с атмосферой [47, 60].

Сосуды для отбора и хранения проб не должны быть причиной загрязнения пробы или утраты ею отдельных компонентов вследствие химического взаимодействия с материалом сосуда, адсорбции или улетучивания.

Обработка проб включает:

1) фильтрацию вод через бумажный или мембранный фильтр в зависимости от чистоты фильтрации;

2) консервацию, обеспечивающую сохранение водной пробы без изменения концентраций исследуемых компонентов, для чего используют специальные средства – консерванты, добавляя их к пробе. Сроки хранения водных проб можно увеличить, помещая их в холодильник, но при этом избегая замораживания пробы, так как при замерзании раствора из него выпадают малораство-

римые соли карбонатов (обычно кальция, магния, бария, стронция и др.), которые при повторном размораживании остаются в твердой фазе. Выбор способа консервации зависит главным образом от свойств определяемого компонента, особенностей последующего химико-аналитического метода определения. Используемые консерванты должны быть химически чистыми и предварительно проверенными на чистоту в холостом опыте;

3) документацию проб, которая является строго обязательной. Каждая проба снабжается этикеткой (паспортом), на которой указана геологическая привязка (пласт, объект, интервал отбора), дата, способ и место отбора, способ консервирования, вид анализа, на который отобрана проба, кем произведен отбор. Отдельно прилагается опись проб, дублирующая все данные, приведенные на этикетке [23, 24, 27].

При выполнении химико-аналитических работ обязательно проводят внутрилабораторный контроль за качеством анализов, т. е. взаимное согласование найденных содержаний анионов и катионов, сравнение определенной массы сухого остатка с расчетной, установление значений случайной и систематической погрешностей.

Повышение надежности и улучшение качества контроля за разработкой месторождений достигается за счет получения новых параметров и расширения диапазона замеров контролируемых параметров. С этой целью [58] предложили перфорировать дополнительно ряд эксплуатационных скважин, находящихся в зонах с подошвенной водой, в водоносной части пласта и отделять пакером на колонне НКТ вскрытую водоносную часть от продуктивной части пласта. При этом путем спуска специальных глубинных приборов можно не только производить отбивку контакта и осуществлять контроль за его текущим состоянием, но и отбор глубинных проб флюидов из любой точки непродуктивной части пласта, а также замеры пластового давления и термобарического состояния системы «залежь – вода». В такие комплексные скважины можно переоборудовать обводнившиеся эксплуатационные скважины путем установки пакера на уровне ГВК (ВНК) [27, 58].

В случае выпадения в пласте конденсата скважины можно временно или постоянно превращать в эксплуатационные по добыче конденсата по НКТ путем прекращения добычи газа или даже закачки его в межтрубное пространство.

8.4. Комплексное использование гидрохимической информации

Для надежного установления источника и начала поступления подземных вод в залежь при проведении контроля за обводнением в ходе разработки газовых и газоконденсатных залежей необходимо широко использовать всесторон-

нюю гидрогеохимическую информацию обо всех типах вод, соприкасающихся с залежью, а не обращаться к каким-либо универсальным коррелятивам.

При изучении содержания микрокомпонентов в составе подземных вод следует иметь в виду, что подземные воды газовых и газоконденсатных месторождений обогащены микрокомпонентами, которые можно рекомендовать для попутной добычи в качестве гидроминерального сырья из вод при разработке месторождения. Кроме того, они могут иметь бальнеологическое значение.

Важнейшее значение при разработке газовых и газоконденсатных месторождений имеет экологическая защита окружающей среды в связи с тем, что в пластовых водах могут присутствовать вредные и токсичные вещества, содержания которых превышают ПДК. Необходимость анализа содержания токсичных компонентов в подземных водах обусловлена тем, что в процессе разработки возникает реальная опасность попадания подземных вод на поверхность территории месторождения, изменения под их влиянием состава поверхностных пресных вод. Например, в последние годы установлено наличие ртути в составе природного газа на многих месторождениях в различных регионах и доказано, что углеводороды являются природным концентратом ртути, которая в процессе эксплуатации может высвобождаться и поступать в окружающую среду. Поэтому обязателен контроль за ее содержанием, в том числе в подземных водах.

Подземные воды могут содержать также повышенные концентрации радиоактивных компонентов и, следовательно, при разработке месторождений обязательно должен проводиться радиационный контроль за подземными водами, попадающими на поверхность.

Кроме того, агрессивные воды газовых и газоконденсатных месторождений могут содержать повышенные концентрации тяжелых металлов. При поступлении этих веществ в подземные воды наступает химическое, углеводородное, бактериологическое, радиоактивное и тепловое загрязнение.

Источниками загрязнения вод водоносных горизонтов являются различного назначения скважины, при бурении которых используют промывочные жидкости с разными химическими реагентами, а также некачественный цементаж и изоляция отдельных интервалов разреза, что приводит к межколонным перетокам; освоение и опробование скважин, интенсификация притока и соляно-кислотные обработки; наземные и подземные сооружения – пруды-накопители, емкости сезонного регулирования, нефтехранилища, шламохранилища; геофизические полевые работы; порывы нефтепроводов и разливы, аварийные выбросы нефти и газа [33, 34, 27].

Одним из способов экологической защиты является закачка вредных флюидов, сопровождающих добычу газа, в надежно изолированные от дневной по-

верхности водоносные горизонты. Для такой закачки необходимо знать гидрохимическую и гидродинамическую характеристики горизонтов – предполагаемых объектов закачки. Гидрохимическая характеристика должна включать сведения, позволяющие оценить бальнеологическое, экологическое, промышленное значение вод горизонта, а также оценить совместимость вод водоносного горизонта с закачиваемыми стоками и возможность развития процессов солеобразования – солеотложения при закачке. Существование полигонов закачки промстоков позволяет утилизировать стоки, не поддающиеся очистке, однако их закачка может привести к нарушению термобарических условий в районе полигона, прорыву закачиваемых промстоков в вышележащие водоносные горизонты и их загрязнению. Поэтому при наличии полигонов закачки промстоков также необходимо проводить перечисленные выше виды гидрогеологических исследований.

При разработке месторождений для поддержания пластового давления в подземные водоносные горизонты закачиваются огромные объемы вод, что может отрицательно сказаться на гидродинамическом режиме подземных вод, привести к образованию куполов подтопления, распреснению вод, тепловому загрязнению; при перетоках в вышележащие горизонты зоны аэрации возможны заболачивание, изменение химического, бактериологического и газового составов вод.

Таким образом, очевидно, что изучение состава подземных вод и других растворов должно быть комплексным. Причем важно иметь в виду: выявление перечисленных попутных вопросов не требует дополнительных усилий и затрат на отбор проб воды, так как используется уже имеющийся материал. Кроме того, гидрохимическую информацию полезно привлекать при проведении газодинамического и газоконденсатного исследований скважин, изучении коррозионных процессов, определении коррозионной активности подземных вод, закачке промстоков, подсчете запасов и разработке залежи, а также ее сопровождающих мероприятий (борьба с коррозией, предупреждение солеобразования и солеотложения, попутные поиски, экологические проблемы и т. д.).

Изучение состава вод, выносимых из скважин, а также регулярный гидрохимический контроль за работой скважин позволяют:

- выяснить происхождение этих вод;
- определять абсолютное количество пластовых вод в смеси выносимых жидкостей на момент отбора пробы;
- определять дату начала и источник поступления пластовых вод в эксплуатационную скважину;
- проследить характер обводнения скважин и залежи в целом во времени;

- контролировать «чистоту» призабойной зоны пласта;
- уточнять положение ГВК;
- прогнозировать процесс обводнения скважины, пласта, горизонта, залежи на перспективу;
- намечать наиболее опасные направления и объекты обводнения;
- прогнозировать процессы солеобразования и солеотложения в призабойной зоне пласта, скважинах и коммуникациях;
- оценивать совместимость закачиваемых сточных вод с водами поглощающих горизонтов;
- осуществлять попутный поиск компонентов промышленных концентраций;
- проводить экологический контроль.

8.5. Комплексирование промысловых гидродинамических и геофизических исследований

В комплексе методов контроля разработки нефтегазовых залежей важная роль отводится не только гидродинамическим методам, но и геофизическим. Причем, как известно, используя каждый метод в отдельности, невозможно однозначно идентифицировать и охарактеризовать физические явления, происходящие в пласте в процессе его разработки. Поэтому по мере освоения месторождений, особенно сложного строения и характера насыщения, особую актуальность приобретает комплексирование гидродинамических и геофизических исследований (А. Ф. Ковалев, 1994).

В процессе гидрогеологических исследований внимание акцентируется в основном на гидродинамической составляющей, изучается характер индикаторных кривых и кривых восстановления давления, определяется изменение давления по стволу скважин, устанавливается гидродинамическая связь методом гидропрослушивания с целью оценки фильтрационных характеристик пласта (проницаемости, гидро- и пьезопроводности), проводится отбор глубинных проб для оценки характера насыщения – состава флюида, газового фактора, давления насыщения. Геофизические исследования позволяют определять работающие толщины, устанавливать структуру жидкости в стволе скважины, выявлять места поступления воды и интервалы негерметичности крепи скважины, определять положение и наблюдать за продвижением водонефтяного контакта, решать ряд технических задач.

Комплекс геофизических исследований включает глубинную термокондуктивную дебитометрию, высокочувствительную термометрию, влагометрию, резистивиметрию, гамма-плотнometрию по просвечиванию и рассеиванию

скважинной жидкости, гамма-каротаж, манометрию и магнитный локатор муфт [25, 24, 27].

Методика комплексирования состоит в одновременной регистрации в скважине с использованием указанного комплекса геофизических исследований забойного и поверхностных давлений $P_{\text{буф}}$, $P_{\text{затр}}$, в поинтервальном отборе глубинных проб, замере КВД и гидропрослушивания с одной или двумя выбранными возмущающими скважинами. Комплексирование глубинного пробоотборника проводится одним из методов (влагомером или резистивимером).

Основная задача исследования скважин на взаимодействие состоит в изучении и оценке гидродинамической связи между ними в нефтенасыщенной толще.

Гидрохимический метод диагностики основан на выявлении корреляции между физико-химическими характеристиками выпускаемой из межколонного пространства воды и известными характеристиками пластовых и техногенных вод. На основании исследований установлены гидрохимические коррелятивные, являющиеся показательными признаками диагностики межколонных флюидопроявлений.

1. Водородный показатель pH.

2. Наличие анионов CO_3^{2-} . В пластовых водах анионы CO_3^{2-} обычно отсутствуют. В выпускаемых водах их источниками могут служить техническая вода, закачиваемая в скважины, а также химические процессы в смесях пластовых и техногенных вод, генерированных взаимодействием цементного камня с сероводородной и угольной кислотами. Процесс накопления карбонат-ионов в воде иллюстрируется уравнением реакции:



В результате реакции в воде снижается концентрация гидроксильных ионов. Наличие карбонат-ионов и их концентрация косвенно свидетельствуют о процессах коррозии цементного камня.

3. Водорастворенное OB (BPOB). Экспериментально установлено снижение концентрации водорастворенных фенолов в присутствии сероводорода, особенно при повышенных температурах. Следовательно, любого отрезка геологического времени достаточно, чтобы концентрация фенолов в ореольных водах месторождений углеводородов, содержащих H_2S , под действием мигрирующего из залежи газа сократилась до нуля. К воздействию сероводорода более устойчивы ароматические УВ – бензол, толуол, ксиолы.

Поэтому содержание и соотношение концентраций в воде фенолов и бензола могут служить идентифицирующим признаком пластовых вод, поступивших из продуктивных горизонтов и длительное время находившихся в контакте с сероводородсодержащей газовой залежью.

Показатель наличия или отсутствия в водах ВРОВ необходимо рассматривать во взаимосвязи со следующими гидрохимическими коррелятивами межконтактных флюидопроявлений.

4. *Содержание в водах сероводорода и меркаптана.* Источниками сероводорода и меркаптанов в выпускаемых из МКП вод, представленных различными смесями пластовых, технических, техногенных и конденсационных вод, являются сероводород и меркаптаны, изначально присутствующие в водах продуктивных комплексов и горизонтов, и газообразный сероводород, мигрирующий по проточным каналам. В последнем случае в составе воды присутствуют сероводород и фенолы, так как длительность их взаимодействия недостаточна для значительного снижения концентрации фенолов.

5. *Наличие или отсутствие ряда микроэлементов* (йод, бром, бор и др.). Содержание микроэлементов – важный критерий приуроченности вод к глубоким горизонтам, который может служить идентифицирующим признаком происхождения вод, выпускаемых из МКП. Отсутствие микроэлементов свидетельствует о техногенном характере вод.

Иными словами, использование гидрохимических показателей с целью идентификации различных типов в смесях вод, выпускаемых из МКП скважин, позволяет устанавливать в комплексе с другими методами источники флюидопроявлений, оценивать состояние цементного кольца, в определенной степени контролировать обстановку в скважинах.

8.6. Прогноз и выделение водоопасных зон

Одной из важнейших задач, решаемых гидрогеологическими исследованиями при разработке месторождений, является прогноз водоопасных направлений, по которым наиболее вероятны подтягивание и локальный прорыв подошвенных вод. Для надежного выделения подобных зон материалы гидрогеологических исследований сопоставить с характером распределения фильтрационно-емкостных свойств коллекторов.

Вследствие высокой неоднородности коллекторов продуктивных залежей наибольшая вероятность локального обводнения скважин существует в зонах разуплотнения, охватывающих известняки с пористостью более 9 %, либо в зонах развития дизъюнктивных нарушений и связанной с ними трещиноватости. В скважины, расположенные в таких зонах, при значительных депрессиях в процессе эксплуатации возможно вторжение пластовых вод. Устанавливается тесная корреляционная связь между параметрами зон разуплотнения, дебитами скважин и продуктивностью отложений. Как свидетельствует анализ связей, производительность скважин обеспечивается всей мощностью зоны

разуплотнения, а не только ее перфорированной частью, что свидетельствует о хорошей внутрирезервуарной сообщаемости продуктивных отложений [31, 35, 36].

Благодаря тесной взаимосвязи свойств коллекторов и параметров водоносной и газоконденсатной продуктивности скважин можно использовать зональность распределения этих параметров в качестве основы для выявления водоопасных направлений.

Сопоставление закономерностей распределения свойств коллекторов, дебита скважин, дебита пластовых вод позволило выявить наиболее вероятные пути, по которым возможны локальные прорывы подошвенных вод. По значениям дебитов пластовых вод на АГКМ выделяются три области: менее 1; 1–10 и более 10 м³/сутки. Благоприятные условия для обводнения скважин существуют на тех участках АГКМ, где сочетаются высокая проницаемость газонасыщенных известняков и значительные дебиты пластовых вод.

В пределах области с дебитами пластовых вод, изменяющимися от 1 до 10 м³/сутки, выделяется несколько зон высокодебитных скважин, вскрывающих высокопроницаемые газонасыщенные известняки. Можно предположить, что в пределах указанных зон существуют наиболее благоприятные условия для локального подтягивания подошвенных вод. Это предположение подтверждается составом вод, выносимых скважинами.

8.7. Наблюдения и исследования в процессе бурения скважин

При бурении скважин и вскрытии ими пластов, содержащих высоконапорную воду, последняя иногда начинает поступать в ствол скважины, вызывая изменения свойств глинистого раствора. В связи с этим периодически замеряют параметры глинистого раствора, нагнетаемого в скважину и поступающего из скважины.

Для исследования химического состава вод пробы из скважины отбирают до тех пор, пока не установится постоянный химический состав вод, поступающих в ствол скважины. После определения плотности и содержания иона хлора отбирают пробу вод для полного исследования их химического состава, замеряют дебит вод, статический уровень и пластовое давление. Замеры пластовых давлений производят глубинными манометрами с одновременным замером температуры. Статистический уровень обычно замеряют аппаратом Яковлева [60, 47, 25].

В случае фонтанирования скважины обязателен замер максимального давления на устье закрытой скважины в течение такого промежутка времени, когда достоверно установлено, что оно больше не увеличивается. При этом отсчеты

давления на манометре выполняют через каждые 10–15 мин. На основе этих данных строят кривую нарастания давления, по характеру которой можно судить о проницаемости коллектора, содержащего воду.

Зная максимальное давление на устье скважины, глубину залегания опробуемого пласта, плотность фонтанирующей воды и ее температуру по стволу скважины, можно подсчитать пластовое давление.

8.8. Гидрогеологические наблюдения и исследования при разработке нефтяных и газовых залежей

Исследования, связанные с разработкой нефтяных и газовых залежей, следует начинать в первых скважинах, в которых при опробовании были получены притоки нефти и газа.

При эксплуатации залежи наиболее важными являются:

- изменение давления в залежи и перераспределение его по площади;
- изменение нефтегазонасыщенности и водонасыщенности пласта;
- перемещение водонефтяных, газонефтяных и газоводяных контуров;
- изменение физических и химических свойств, извлекаемых из залежи нефти, газа и воды.

Для наблюдения за изменением степени обводненности нефтяной или газовой залежи производят точные замеры дебитов жидкости и определяют содержание в ней нефти и воды по всем скважинам и в целом по залежи. Обычно эти данные обобщаются в виде кривых по отдельным наиболее характерным скважинам и обязательно по разрабатываемым залежам [60, 53, 27].

На протяжении всего периода разработки и эксплуатации нефтяной или газовой залежи необходимо проводить наблюдения и исследования по контурным скважинам, которые дают представление о пластовом давлении в данный период. Наблюдения за изменением уровней вод в этих скважинах осуществляются с начала разработки и эксплуатации нефтяной или газовой залежи путем непрерывного замера их регистрирующим уровнемером. Если контурная скважина фонтанирует водой, то при помощи регистрирующего манометра производят непрерывное наблюдение за изменением давления на устье скважины. На основе данных записей, получаемых уровнемером или регистрирующим манометром, по каждой наблюдательной скважине строят график изменения динамического уровня во времени.

Малейшие изменения в отборе жидкости из залежи отражаются на положении уровня в контурной скважине: если вод из залежи берется меньше, то в контурной скважине уровень возрастает.

В процессе эксплуатации нефтяных и газовых скважин необходимо фиксировать дату появления признаков воды, а затем вести точный количественный учет попутно добываемой воды. Пробу вод для химического анализа из эксплуатационных скважин отбирают в следующей последовательности: в первые 3 месяца после появления вод в скважине примерно каждые 10 дней, в последующие месяцы первого года 1–2 раза в месяц, в дальнейшем не менее 2 раз в год. В случае резкого изменения количества извлекаемой воды по той или иной скважине немедленно отбирают пробу вод для анализа.

Для изучения химического состава и свойств вод в пластовых условиях специальными глубинными пробоотборниками отбирают глубинные пробы вод из скважин, находящихся в опробовании или эксплуатации.

Данные, получаемые в результате исследования глубинных проб вод, могут быть использованы для гидродинамических и других расчетов при проектировании рациональных систем разработки и эксплуатации нефтяных и газовых месторождений, при оценке нефте вымывающих и коррозионных свойств воды, вычислении скорости движения пластовых вод в приконтурной зоне и за ее пределами. Эти данные также применяются при создании карт прогнозов нефтеносности и газоносности недр.

8.9. Геотермические исследования

При осуществлении гидрогеологических исследований в пределах нефтяных и газовых месторождений обычно пытаются детально изучить температурные условия, существующие в недрах. Применение высокочувствительных электрических термометров, в том числе дифференциальных, позволяет проводить температурные измерения для решения различных задач нефтегазопромышленной геологии и гидрогеологии.

Геотермические исследования дают большой и надежный материал для выяснения степени динаминости или, наоборот, застойности подземных вод, для обоснованного заключения о направлении подземного стока вод и его интенсивности. В результате изучения геотермических особенностей нефтегазовых месторождений уточняется их геологическое строение [2, 26, 12, 5].

Данные о температурных условиях в недрах месторождений дают возможность правильно выбирать марки цемента при креплении водозакрывающих колонн в скважинах, установке цементных мостов, различных изоляционно-оздоровительных работах в скважинах. Если производить указанные работы, не располагая фактическими данными о существующих в скважине температурных условиях, возможны нежелательные явления – прихват бурильных труб или заливочных трубок схватившимся цементом. При проведении прострелоч-

но-взрывных работ в скважинах надо располагать данными о температуре по всему стволу, чтобы избежать самопроизвольных срабатываний вне заданного интервала. Температурные условия в недрах влияют на физические свойства нефти – вязкость, поверхностное натяжение, способность поглощать газ, а при изменении физических свойств нефти изменяется ее способность перемещаться по пласту к забоям эксплуатационных скважин. Эти данные используются при решении вопросов, связанных с выбором расстояний между скважинами и рядами.

8.10. Гидрогеологические изменения залежи при эксплуатации

На протяжении геологического времени отмечается изменение состава нефей и газов за счет окисления и перехода легких нефей в тяжелые и битумы. При движении по разломам нефть может достигнуть земной поверхности, окислиться, превратиться в битум, как это произошло на Атабасском месторождении битумных песков в Канаде. Если на пути движения нефти встречаются ловушки, то могут появиться вторичные залежи нефти и газа в вышелегающих горизонтах. Примером тому служат залежи нефти в отложениях мелового возраста на Мангышлаке. Однако полное разрушение залежей, особенно крупных типа Газли, происходит за несколько миллионов лет [25, 17, 60].

При эксплуатации залежи отмечаются следующие наиболее важные изменения: изменение давления в залежи и перераспределение его по площади; изменение нефтегазоводонасыщенности пласта; перемещение водонефтяного, газонефтяного и газоводяного контуров; изменение физических и химических свойств, извлекаемых из залежи нефти, газа и воды.

8.11. Режимы нефтяных залежей

Чем более открыта в гидрогеологическом отношении залежь, тем более высока вероятность ее разрушения за счет движения и обмывания водой. Знание геогидродинамической зоны (активного / свободного водообмена, затрудненного, отсутствие водообмена / весьма затрудненного), в которой находится залежь или нефтегазовое месторождение, дает объективный материал для составления обоснованных, рациональных и экономически выгодных проектов разработки отдельных залежей и в целом месторождений.

В зависимости от преобладающего источника энергии в процессе эксплуатации выделяют следующие основные режимы нефтяных залежей: 1) водонапорный; 2) упруго-водонапорный; 3) газонапорный (или режим «газовой шапки»); 4) режим растворенного газа; 5) гравитационный.

Режимы 1–3 – режимы вытеснения, а 4 и 5 – истощения пластовой энергии; иногда одновременно сосуществует несколько режимов. В исследованиях устанавливают главный режим и сопутствующие ему режимы, но в процессе эксплуатации они непрерывно изменяются вследствие характера проявляющихся сил, физических свойств коллектора, свойств нефти, газа и вод, температурных условий, принятых технологических схем эксплуатации, применяемых искусственных методов воздействия на залежь с целью интенсификации добычи нефти. Наконец, следует учитывать, что при эксплуатации нефтяной залежи режимы залежи могут меняться. Так, можно преобразовывать малоэффективные режимы в более эффективные, при которых возрастают коэффициенты нефтеотдачи за счет применения различных методов воздействия на нефтяную залежь. Следует всегда стремиться с максимальной полнотой использовать природные источники пластовой энергии, применяя для этого наиболее рациональные методы эксплуатации.

1. *Водонапорный режим*. Основной движущей силой, вытесняющей нефть к забоям эксплуатационных скважин, является напор краевых вод. При таком режиме дебиты и давления в процессе эксплуатации скважины остаются постоянными или несколько снижаются, если нарушается баланс между извлекаемой из пласта жидкостью и поступлением краевых вод в пласт. Газовые факторы обычно низкие и не изменяются во времени, т. е. остаются постоянными, если давление не снижается менее давления насыщения нефти газом в залежи. В процессе эксплуатации и отбора жидкости (нефти и вод) происходит постоянное перемещение контура нефтеносности и, как следствие, обводнение эксплуатационных скважин краевыми водами. При появлении в эксплуатационных скважинах пластовых (краевых) вод непрерывно увеличивается добыча вод, поступающих совместно с нефтью. Водонапорный режим нефтяной залежи будет весьма эффективным в случае, если водонапорная система, в пределах которой установлены нефтегазовые залежи, имеет значительные размеры, а в ее строении принимают участие высокопроницаемые песчаные пласти и отмечается большое гипсометрическое превышение области питания по отношению к гипсометрической отметке залегания нефтяной залежи.

2. *Упруговодонапорный режим*. При любом режиме, как правило, проявляются упругие силы, поэтому упругий режим надо рассматривать не как самостоятельный, а как сопутствующую фазу водонапорного режима. При данной фазе основными источниками энергии являются расширение вод, заключенных в коллекторе, и уменьшение объема пор породы. Известно, что сама по себе упругость жидкости и пласта очень мала, но при значительных размерах водонапорных систем и больших пластовых давлениях в результате расширения жидкости и уменьшения объема пор (трещин) из пласта в скважины дополнительно вытесня-

ется большое количество жидкости. Упругие свойства жидкости и пласта характеризуются коэффициентами сжимаемости соответственно жидкости и пласта.

В связи с этим при изучении гидродинамических систем, к которым приурочены нефтяные залежи, необходимо наряду с гидродинамическими характеристиками изучать их упругоемкость, что позволяет определять количество жидкости, которое может быть извлечено из залежей за счет сил упругости при снижении давления от P_0 до P .

Наиболее эффективно упруговодонапорный режим проявляется при плохой или недостаточной связи с областью питания и в том случае, когда нефтяная залежь удалена от области питания на большое расстояние. При упруговодонапорном режиме в отличие от чисто водонапорного при одном и том же установленвшемся темпе отбора жидкости из залежи наблюдается непрерывное падение динамического давления. При этом режиме пластовое давление тесно связано с текущим и суммарным отбором жидкости из залежи.

3. Газонапорный режим. По мере отбора нефти из нефтяной залежи пластовое давление постепенно снижается, а расширяющийся газ из «газовой шапки» вытесняет нефть к забоям эксплуатационных скважин. До подхода газа из «газовой шапки» к забоям эксплуатационных скважин газовые факторы резко возрастают, и в конечном итоге скважины переходят на фонтанирование газом. Если при наличии «газовой шапки» нефтяную залежь окаймляют напорные контурные воды, то в период эксплуатации преобладает газ как источник энергии. Но при непрерывном снижении пластового давления «газовой шапке» наступает момент, когда начинается процесс перемещения нефти под влиянием напора контурных вод в «газовую шапку». Этого нельзя допускать, так как много нефти будет потеряно на смачивание сухих песков «газовой шапки» [30, 60].

4. Режим растворенного газа. При данном режиме основным источником энергии, перемещающей нефть к забоям эксплуатационных скважин, являются расширение пузырьков газа при его выделении из нефти. В процессе эксплуатации нефтяной залежи, обладающей режимом растворенного газа, дебиты скважин и пластовые давления непрерывно снижаются и газовые факторы также не остаются постоянными, возрастая в первый период и затем резко снижаясь. При меньшем пластовом давлении в нефтяной залежи появляется свободный газ, который значительно уменьшает фазовую проницаемость для нефти, что приводит к снижению эффективности режима растворенного газа.

Контурные воды при данном режиме не внедряются в нефтяную залежь, а если перемещение все же происходит, то обычно оно незначительно. Залежам нефти, обладающим режимом растворенного газа, обычно свойственны коллекторы с низкой проницаемостью и небольшой пористостью. Эти пласти отличаются значительной фациальной изменчивостью. Некоторые пласти характери-

ризуются постоянной мощностью, вполне удовлетворительной и даже хорошей проницаемостью и высокой пористостью, и только за пределами нефтяных залежей физические свойства коллекторов резко ухудшаются, и иногда они переходят в сильно глинистые песчаники. Данный переход возможен в залежах с водонапорным режимом и режимом «газовой шапки» при снижении пластового давления ниже давления насыщения нефти газом. При этом режиме в связи с более низким, чем при водонапорном режиме, и режиме «газовой шапки», коэффициентом нефтеотдачи переход этот допускать нежелательно.

В зонах весьма затрудненного водообмена или отсутствия водообмена нефтяные залежи могут находиться под воздействием различных режимов, но наиболее распространены режимы растворенного газа и газонапорные. Если в зонах отсутствия водообмена пласти хорошо проницаемы, прослеживаются на значительной площади и имеют области питания, то в нефтяных залежах, приуроченных к ним, создаются условия, благоприятные для упруговодонапорного режима. Там, где продуктивные пласти не выходят на дневную поверхность и не имеют области питания или она удалена на очень большое расстояние от нефтяной залежи, пластовые давления в процессе разработки залежей могут быстро снижаться и упруговодонапорный режим перейдет в режим растворенного газа.

5. *Гравитационный режим* – такой режим, когда энергия напора обусловлена исключительно силой тяжести самой нефти. Как правило, газ в нефтяной залежи отсутствует. Данный режим принято подразделять:

- на напорно-гравитационный, проявляющийся в том случае, когда коллектор обладает высокой проницаемостью и имеет наклон; при этом движение нефти в сторону наклона в пониженные части пласта облегчается за счет действия силы тяжести. Дебиты скважин, забои которых расположены на наиболее низких гипсометрических отметках пласта, довольно высокие, коэффициент нефтеотдачи повышенный;

- гравитационный режим со свободным зеркалом нефти, который наблюдается в пологозалегающих пластах с плохими коллекторскими свойствами.

Уровни нефти в скважинах находятся, как правило, ниже кровли залежи. Дебиты скважин обычно низкие, так как нефть к забоям скважин притекает с ограниченной площади из зоны, прилегающей к данной скважине, вследствие чего образуется свободная поверхность нефти. Заметим, что на формирование гравитационного режима нефтяной залежи гидродинамические условия не оказывают заметного влияния.

Таким образом, детальное гидрогеологическое изучение стратиграфических комплексов осадочных отложений позволяет предвидеть возможные режимы основных залежей, которые подлежат разведке.

Правильные прогнозы о режимах нефтяных залежей по новым районам, которые подлежат разведке с применением глубокого бурения, возможны только после детальных региональных гидрогеологических, гидрохимических и геотермических исследований, изучения строения структур и фациально-литологических условий основных водоносных комплексов.

8.12. Контроль за обводнением скважин и залежей

Для интенсификации добычи нефти часто применяются методы искусственной закачки воды в пласт с целью увеличения пластового давления. Чтобы предотвратить закупорку пор пласта веществами, выпадающими из вод, и определить нефте вымывающие свойства закачиваемой воды, необходимо знать ряд химических свойств закачиваемых вод и вод, залегающих в пласте [39, 31, 27, 43].

Данные нефтегазопромысловой гидрогеологии используются при контроле за обводнением скважин и залежей в процессе разработки. В частности, необходима детальная характеристика химического состава вод разрабатываемого нефтегазовоносного пласта, а также информация об изменениях этого состава в пределах разрабатываемой площади и прилегающих участков, состава закачиваемых вод (если производится закачка) и, наконец, данные о влиянии смешивания пластовых и закачиваемых вод на состав получающейся при этом смеси [22, 31, 60].

Следует обеспечить:

- 1) контроль за техническим состоянием скважин – определение наличия и мест аварийного притока вод в скважины; при возникновении дефектов необходим ремонт скважин;
- 2) контроль за обводнением и заводнением залежей – определение направлений и скоростей продвижения вод по пласту при разработке для проведения регулирования и коррекции разработки залежей.

Чтобы правильно определить места проникновения вод в скважины, требуется гидрохимическая изученность всего разреза, знание гидрогеологических показателей отдельных горизонтов, изученность свойств вод эксплуатируемых горизонтов и распределения их по площади. Если воды разных горизонтов мало отличаются друг от друга, то это усложнит определение движения подземных вод внутри пласта. Иногда появление в скважине вод необычного состава объясняется подтоком из отдельных частей эксплуатируемого пласта, где гидрохимические показатели могут быть различными.

Учет гидрохимических показателей необходим также для предотвращения биохимического разрушения залежей – «поедания» углеводородов бактериями. Последние используют для жизнедеятельности ОВ, выделяя серу

и сероводород. При этом увеличивается содержание тяжелых углеводородов в нефтях. Бактерии-десульфаторы не могут развиваться при температурах более 80°C , минерализации более 200 г/дм^3 и $\text{pH} < 5$, вследствие чего этот вид разрушения залежей отсутствует в глубоких горизонтах. При образовании тектонических нарушений и поступлении инфильтрогенных вод в глубокие горизонты там возобновляются процессы биохимического разрушения залежей. Косвенно о скорости протекания подобных процессов можно судить по интенсивности современного заражения бактериями нефтяных и газовых залежей Мангышлака и Западной Сибири в результате закачки поверхностных вод для поддержания пластового давления. Разрушение протекает быстро, качество нефти ухудшается [29].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, изучение и освоение гидрогеологии России позволяет с помощью разнообразных видов гидрогеологических технологий осуществлять выполнение следующих этапов обучения:

- региональные гидрогеологические исследования, направленные на изучение закономерностей распространения и условий формирования подземных вод в пределах отдельных регионов на территории страны. Эти исследования сопровождаются гидрохимическим и гидродинамическим моделированием и завершаются прогнозом ресурсов и запасов вод и оценкой перспективности их освоения;
- теоретические исследования, связанные с изучением гидродинамических и термодинамических условий фильтрации жидкостей разной минерализации и состава, как в естественной природной обстановке, так и в условиях эксплуатации глубоких подземных вод, с анализом процессов взаимодействия вод и пород, обогащения подземных вод минеральными солями водовмещающих отложений;
- технологические исследования, разрабатывающие и совершенствующие методы поисково-разведочных работ и оценки эксплуатационных запасов подземных промышленных вод;
- геологическая оценка подземных вод перспектив их народнохозяйственного освоения;
- региональное гидрогеологическое картирование и прогнозирование запасов гидроминерального сырья;
- проведение гидрогеологических исследований скважин и обработки их результатов;
- прикладные производственно-методические исследования, выполняющиеся непосредственно на изучаемых и разведуемых площадях подземных вод;
- внедрение в практику научных и методических разработок, новой техники и технологии вскрытия водоносных горизонтов и гидрогеологического опробования, завершаются они, как правило, подготовкой разведенных вод к практическому освоению;
- гидрогеологические исследования, имеющие целью разработку методов добычи различных типов подземных вод и технологии комплексной переработки подземных вод для извлечения всех полезных компонентов и минеральных солей, что отвечает задачам рационального использования полезных ископаемых и охраны окружающей природной среды;

– экономические исследования эффективности гидрогеологических работ, обоснование масштабов и направлений инвестиций на освоение ресурсов подземных вод, оценка себестоимости добываемых вод;

– экономические исследования рационального использования подземных вод, обоснование мероприятий охраны подземных вод от загрязнений, разработка экологических технологий контроля подземной среды, охраны труда и безопасности гидрогеологических объектов.

Региональное гидрогеологическое моделирование, картирование, накопление, систематизация и обобщение фактических материалов составляют основное содержание гидрогеологических исследований в различных бассейнах.

Сложности изучения гидрогеологических бассейнов заключаются в том, что интенсивная производственно-хозяйственная деятельность человека влечет за собой:

- a. расширение масштабов антропогенного воздействия на природную гидрогеологическую среду от локального до регионального, подземного и глобального;
- б. возникновение необратимых изменений природных условий или отдельных компонентов гидрогеологической среды;
- в. внедрение в природные гидрогеологические процессы (гидрогеологический круговорот) техногенных элементов и соединений, не имеющих себе аналогов в природной обстановке.

Отрицательные последствия возникают в природных экосистемах на территориях районов, прилегающих к химическим предприятиям и военным объектам и др. Вследствие специфики разномасштабных техногенных преобразований, стандартные методы устранения негативных экологических последствий и оздоровления окружающей требуют совершенствования.

Современное состояние изученности состава подземных вод их ресурсов как гидроминерального сырья неравномерно по площади и глубине гидрогеологических бассейнов. Основные ресурсы подземных вод сосредоточены в пределах крупных платформенных гидрогеологических бассейнов. По минерализации и составу они неоднородны, однако статистическое моделирование подтверждает, что основными ресурсами являются хлоридные минерализованные воды и рассолы, составляющие около 90 % всех природных подземных вод. Этим обусловлена необходимость изучения такие факторов, как закономерности изменения химического состава подземных вод и содержания в них полезных компонентов (по площади бассейнов и с глубиной в разрезе осадочных отложений), динамика подземных вод и пространственное изменение фильтрационных свойств водоносных пород, граничные, условия бассейнов, опре-

деляемые комплексом гидрогеологических факторов, а также геолого-экономические показатели разработки подземных вод при их освоении.

Для освоения методов прогноза и условий формирования различных типов бассейнов и подземных вод изучаются следующие направления: 1) изучение структуры процессов массопереноса в различных физических полях при термодинамических параметрах, соответствующих условиям глубоких горизонтов; 2) физико-химическое изучение системы «вода–порода» при фильтрации в ней различных жидкостей при высоких давлениях и температурах; 3) изучение фазово-агрегатного состояния минерализованных вод и рассолов в условиях естественного залегания и при нарушении естественного равновесия; 4) изучение теоретических гидрогеологических различных гипотез формирования подземных вод.

Выполнение учебных работ в указанных направлениях позволит познавать и усваивать закономерности движения и процессы формирования подземных вод гидрогеологических бассейнов. Изучение этих направлений в гидрогеологии играет положительную роль в повышении уровня образованности студентов, преподавателей и профессиональных работников.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аверкин Т. И., Пиотровская Т. Ю. Оценка активности проявления экзогенных геологических процессов на Восточно-Европейской платформе // Инженерная геология. – М.: Наука, 1990. – № 3. – С. 64–70.
2. Акулиничев Б. П. О возможности комплексного использования глубоких водоносных горизонтов Предкавказья. – М.: ИРЦ Газпром, 2007. № 2. – С. 12–20.
3. Анисимов, Л. А. Обнаружение йодных вод в Нижнем Поволжье / Л. А. Анисимов, Н. П. Гребенников // Геохимия. – 1981. – № 7. – С. 1072–1076.
4. Арабаджи М. С. Геотермический режим недр юга Прикаспийской впадины [Текст] / М. С. Арабаджи, В. Г. Варламов, В. С. Мильничук // Реф. сборник сер. Геология и разведка газовых и газоконденсатных месторождений ВНИИОЭгазпром. – М., 1979. – № 8. – С. 29–38.
5. Астраханский карбонатный массив: строение и нефтегазоносность [Текст] / под ред. Ю. А. Воложа, В. С. Парасыны. – М.: Научный мир, 2008. – 222 с.
6. Башкатов Д. Н. Гидрогеологические наблюдения при бурении и опробовании скважин на воду [Текст] / Д. Н. Башкатов, А. Г. Тесля. – М.: Недра, 1970. – 144 с.
7. Богомолов Г. В. Гидрогеология с основами инженерной геологии [Текст]: учебник. – М.: Высшая школа, 1962. – 288 с.
8. Бочевер Ф. М. Расчет эксплуатационных запасов подземных вод. – М.: Недра, 1968. – 325 с.
9. Бронников И. Д. Бурение скважин на воду. [Текст]: учебное пособие / И. Д. Бронников, М.: МГРИ-РГГРУ, 2013. – 123 с.
10. Быстрова И. В., Смирнова Т. С., Жигульская О. П., Серебряков А. О. Литология : учебник. – СПб.: Издательство «Лань», 2020. – 196 с.
11. Всеволожский В. А. Основы гидрогеологии [Текст] / В. А. Всеволожский. – М.: Изд-во МГУ, 2007. – 440 с.
12. Гидрогеологические особенности девонских нефтегазоносных отложений северного обрамления Каспия [Текст] / Л. Ф. Ушивцева, О. И. Серебряков, О. А. Серебрякова, Я. О. Алмамедов // Геология, география и глобальная энергия. – 2012. – № 2. – С. 90–91.
13. Гольдберг В. М. Гидрогеологический прогноз качества подземных вод на водозаборах. – М.: Недра, 1976. – 153 с.
14. Далярн И. Б. Геотермические условия восточной окраины Прикаспийской впадины [Текст] / И. Б. Далярн, Ж. С. Сыдыков // Советская геология. – 1972. – № 6. – С. 13–17.

15. Жигульская О. П., Серебряков А. О., Журавлев Г. И. Эксплуатация морских месторождений нефти и газа: учебное пособие для СПО. – Санкт-Петербург: Лань, 2021. – 212 с.
16. Журавлев Г. И., Журавлев А. Г., Серебряков А. О. Бурение и геофизические исследования скважин: Учебное пособие. – СПб.: Издательство «Лань», 2016. – 344 с.
17. Зингер А. С. Гидрогеологические условия водонапорных систем западной части Прикаспийской впадины [Текст] / А. С. Зингер, В. В. Котовский. – Саратов: Изд-во СГУ, 1979. – 185 с.
18. Инструкция по гидрогеологическим исследованиям пластов и скважин в нефтегазоносных районах СССР, РД-39-1-28-77. М.: ВНИИ, 1978 – с. 154
19. Иванников В. И. Аномальные пластовые давления в коллекторах нефти и газа [Текст] / В. И. Иванников // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газоконденсатных месторождений. – 2005. – № 12. – С. 24–27.
20. Игнатов П. А. Палеогидрогеология рудообразования : учебное пособие. – М.: Изд-во РГГУ, 2012. – 116 с.
21. Ильченко В. П. Нефтегазовая гидрогеология подсолевых отложений Прикаспийской впадины [Текст] / В. П. Ильченко; под ред. Е. В. Стадника. – М.: Недра, 1998. – 288 с.
22. Климентов П. П. и др. Методика гидрогеологических исследований [Текст] / П. П. Климентов и др. – М.: Высш. шк., 1978. – 408 с.
23. Кирюхин В. А. Региональная гидрогеология [Текст] / В. А. Кирюхин. – СПб.: Наука, 2005. – 344 с.
24. Кирюхин В. А. Общая гидрогеология [Текст]: учеб. для вузов / В. А. Кирюхин, А. И. Коротков, А. Н. Павлов. – Л.: Недра, 1988. – 359 с.
25. Копосов Е. В., Гришина И. Н. Особенности формирования подземного стока в зоне влияния крупных равнинных водохранилищ: монография. – Нижний Новгород: Изд-во ННГАСУ, 2007. – 288 с.
26. Куликов Г. В., Минеральные лечебные воды СССР [Текст] / Г. В. Куликов, А. В. Жевлаков, С. С. Бондаренко // Справочник. – М.: Недра, 1991. – 399 с.
27. Ланге О. К. Гидрогеология [Текст]: учебник / О. К. Ланге. – М.: Высшая школа, 1969. – 365 с.
28. Маврин К. А. Гидрохимические исследования [Текст]: учебник / К. А. Маврин, Изд-во Саратовский ГУ, 1985. – 85 с.
29. Новиков В. С. Рапопроявления при строительстве скважин. [Текст] / В. С. Новиков, Р. С. Акулова, А. П. Зорина. – М.: Газовая промышленность, 2001. – № 2. – С. 22–23.
30. Никаноров А. И. Гидрохимия и формирование подземных вод и рассолов. [Текст] / А. И. Никаноров, М. П. Тарасов. – М.: Недра, 2000. – 444 с.

31. Овчинников А. М. Общая гидрогеология [Текст] / А. М. Овчинников. – М.: Госгеолтехиздат, 1955. – 383 с.
32. Плотников Н. И. Поиски и разведка подземных вод [Текст] / Н. И. Плотников. – М.: Недра, 1985. – 370 с.
33. Серебряков А. О. Промысловые исследования месторождений нефти и газа: учебное пособие для СПО. – Санкт-Петербург: Лань, 2021. – 232 с.
34. Серебряков А. О. Геоэкология поисков, добычи и переработки // Монография. – Германия : LAMBERT, 2011. – 444 с.
35. Серебряков А. О. Геологическое многомерное цифровое моделирование месторождений : монография. – Москва ; Вологда : Инфра-Инженерия, 2021. – 236 с.
36. Серебряков А. О. Экологическая геология : учебник. – Москва : ИНФРА-М, 2021. – 235 с.
37. Серебряков А. О., Бойко И. В. Промышленные ресурсы гидрохимического сырья подземных вод [Текст] / А. О Серебряков, И. В. Бойко // Разведка и освоение нефтяных и газоконденсатных месторождений / Тр. АНИПИГАЗ, 2001. – С. 206–209.
38. Серебряков А. О., Серебряков О. И. Промысловые исследования залежей нефти и газа // Учебное пособие. – Санкт-Петербург: Издательство «Лань», 2016. – 256 с.
39. Серебряков О. И., Бармин А. Н. Географические, геологические и экологические критерии генерации, поисков, эксплуатации и переработки месторождений-гигантов кислых компонентов в солеродных впадинах мира : монография. – Москва ; Вологда : Инфра-Инженерия, 2022. – 364 с.
40. Серебряков О. И., Серебряков А. О., Журавлев Г. И. Эксплуатация месторождений нефти и газа горизонтальными скважинами : учебник. – М.: ИНФРА-М, 2021. – 200 с.
41. Серебряков О. И., Ушивцева Л. Ф. Геохимические дистанционные поиски месторождений: Учебник. – М.: ИНФРА-М, 2017. – 252 с.
42. Серебряков О. И., Ушивцева Л. Ф., Смирнова Т. С. Гидрогеология нефти и газа // Учебник. – Москва: ИНФРА-М, 2016. – 150 с.
43. Серебряков О. И., Федорова Н. Ф. Геология регионов России: Учебник. – М.: ИНФРА-М, 2017. – 183 с.
44. Серебряков О. И., Ильченко В. П., Королева Е. М. Гидрогеологическая модель Астраханского газоконденсатного месторождения [Текст] / О. И. Серебряков, В. П. Ильченко, Е. М. Королева // Научно-технические достижения и передовой опыт, рекомендуемые для внедрения в газовой промышленности, М.: 1990, вып.10. – С. 13–18.
45. Серебряков О. И. Режим разработки Астраханского ГКМ [Текст] / О. И. Серебряков // Газовая промышленность, 1997, № 11. – С. 30–31.
46. Справочное руководство гидрогеолога под руководством В. М. Максимова [Текст]. – Л.: Недра, 1979. – 365 с.

47. Старостин В. И., Игнатов П. А. Геология полезных ископаемых : учебник. – М.: Академический Проект, 2006. – 511 с.
48. Сидорова Л. П., Низамова А. Ф. Подземные воды – важнейший регулятор пресной воды. – Екатеринбург: УрФУ, 2016. – 145 с.
49. Токарев М. А., Чинаров А. С. Статистические методы прогноза нефтеотдачи и оценки эффективности воздействия на пласт: учебное пособие – Уфа, 2007. – 78 с.
50. Токарев М. А., Ахмерова Э. Р., Файзуллин М. Х. Контроль и регулирование разработки нефтегазовых месторождений: учебное пособие – Уфа: УГНТУ, 2001. – 61 с.
51. Ушивцева Л. Ф. Рассолы кунгурской соленосной толщи [Текст] / Л. Ф. Ушивцева // Геология, бурение и разработка газовых и газоконденсатных месторождений. Тр. СевКавНИИгаз, – Ставрополь, 2003. – Вып. 38. – С. 13–15.
52. Ушивцева Л. Ф. Подземные воды газовых месторождений – национальный минерально-сырьевой ресурс [Текст] / Л. Ф. Ушивцева, О. И. Серебряков, В. С. Мерчева // Газовая промышленность. – 2010. – № 5. – С. 43–45.
53. Ушивцева Л. Ф., Серебряков О. И. Гидрогеология месторождений нефти и газа : учебник. – М.: ИНФРА-М, 2020. – 250 с.
54. Федоров Д. Л. Каспийский мегабассейн – особенности геодинамики и нефтегазоносности // Научно-технический журнал. Геология нефти и газа. – 2009. – № 1. – С. 65–72.
55. Шварцев С. Л. Общая гидрогеология. [Текст] : учебник / С. Л. Шварцев. – М.: Недра, 1996. – 424 с.
56. Электронный ресурс: <http://burim.com> Использование поисковых критериев и признаков для прогнозной оценки изучаемой территории.
57. Электронный ресурс: [http://www.nvn.lukoil.com/main/static.art_id=741].
58. Электронный ресурс: [<http://www.mineral.ru/Library/index.html>].
59. Электронный ресурс: [<http://www.rosnedra.gov.ru/category/140.html>].
60. Hantshel T., Kauerauf A. Fundamentals of Basin and Petroleum Systems Modelling, London, 2009. – 476 p.
61. Kerimov V. Yu., Rachinsky M. Z. Fluid dynamics of oil and gas reservoirs // Scrivener Publishing Wiley. USA, 2015. – 613 p.
62. Magoon L. B., Dow, W. G. The Petroleum system from source to trap. AAPG Memoir 60. 1994. – P. 3–24.

СОДЕРЖАНИЕ

Введение	3
Глава 1. Историческая гидрогеология	7
1.1. Гидрогеология как наука и промышленность	7
1.2. Историческая гидрогеология.....	8
1.3. Вода как энергетическая среда земной и глобальной системы	14
1.4. Характеристика гидрогеологических процессов и систем	19
Глава 2. Генетическая классификация гидрогеологических бассейнов	22
2.1. Генетическая классификация гидрогеологических бассейнов	22
2.2. Региональная зональность гидрогеологических бассейнов	26
2.3. Строение гидрогеологических бассейнов	28
2.4. Гидродинамическая зональность гидрогеологических бассейнов	31
2.5. Генезис подземных вод гидрогеологических бассейнов	33
Глава 3. Гидродинамическая характеристика гидрогеологических бассейнов.....	36
3.1. Гидродинамическая типизация подземных вод	36
3.2. Фильтрационная миграция подземных вод	37
Глава 4. Формирование гидрогеологических бассейнов	43
4.1. Артезианские гидрогеологические бассейны	43
4.2. Инфильтрационные гидрогеологические бассейны	44
4.3. Элизионные гидрогеологические бассейны.....	53
4.4. Гидрогеологические бассейны Арктики	59
4.5. Гидрогеологические бассейны областей вулканизма	61
4.6. Субмаринные гидрогеологические бассейны	61
Глава 5. Гидрогеологические бассейны России	64
5.1. Русский (Московский) гидрогеологический бассейн	64
5.2. Волго-Камский гидрогеологический бассейн	72
5.3. Печорский гидрогеологический бассейн	80
5.4. Припятский гидрогеологический бассейн	83
5.5. Крымско-Черноморский гидрогеологический бассейн	89
5.6. Азово-Кубанский гидрогеологический бассейн	93
5.7. Восточно-Предкавказский гидрогеологический бассейн	98
5.8. Прикаспийский гидрогеологический бассейн	103
5.9. Сибирский гидрогеологический бассейн	111

5.10. Ангаро-Ленский гидрогеологический бассейн	113
5.11. Якутский гидрогеологический бассейн	116
5.12. Тунгусский гидрогеологический бассейн.....	117
5.13. Хатангский гидрогеологический бассейн	118
5.14. Западно-Сибирский гидрогеологический бассейн	118
5.15. Каспийский гидрогеологический бассейн	123
5.16. Сахалинский гидрогеологический бассейн	124
5.17. Татарский гидрогеологический бассейн	125
5.18. Балтийский гидрогеологический бассейн	126
Глава 6. Моделирование ресурсов и запасов гидрогеологических бассейнов.....	127
6.1. Классификация ресурсов и запасов подземных вод	127
6.2. Моделирование естественных ресурсов и запасов подземных вод бассейна	129
6.3. Гидрогеологическое моделирование баланса подземных вод бассейна	132
6.4. Гидродинамические методы	138
6.5. Аналитические расчеты	139
6.6. Гидравлические методы	141
6.7. Балансовые методы	142
6.8. Метод гидрогеологических аналогий	144
Глава 7. Гидрогеологическая экология	147
7.1. Задачи гидрогеологической экологии	147
7.2. Основные виды загрязнений гидрогеологических бассейнов	155
7.3. Гидрогеологическая охрана подземных вод бассейнов	161
7.4. Гидрогеологическое моделирование захоронения промышленных сточных вод в глубокие водоносные горизонты бассейнов	166
Глава 8. Промысловые исследования гидрогеологических бассейнов	171
8.1. Гидродинамические исследования	171
8.2. Газогидрохимические исследования	171
8.3. Гидрохимические исследования	174
8.4. Комплексное использование гидрохимической информации	177
8.5. Комплексирование промысловых гидродинамических геофизических исследований	180
8.6. Прогноз и выделение водоопасных зон	182
8.7. Наблюдения и исследования в процессе бурения скважин	183

8.8. Гидрогеологические наблюдения и исследования при разработке нефтяных и газовых залежей	184
8.9. Геотермические исследования	185
8.10. Гидрогеологические изменения залежи при эксплуатации	186
8.11. Режимы нефтяных залежей	186
8.12. Контроль за обводнением скважин и залежей	190
Заключение	192
Список литературы	195

Книги почтой

*Заказ можно сделать на сайте издательства
www.infra-e.ru*

№ п/п	Наименование книги
1	Гидрогеология и осушение месторождений полезных ископаемых
2	Геология нефти и газа
3	Вскрытие продуктивных песчаников в нефтяных и газовых скважинах на юге Сибирской платформы
4	Технологические процессы и оборудование для обогащения углей
5	Технология и техника геологоразведочных работ при разработке месторождений твердых полезных ископаемых
6	Горнопромышленная геология месторождений полезных ископаемых
7	Геохимия нефти и газа
8	Опробование твердых полезных ископаемых
9	Горнопромышленная геология
10	Общая геохимия. Издание 2-е, перераб. и доп.
11	Практическая геохимия
12	Геологическое многомерное цифровое моделирование месторождений
13	Геофизические исследования скважин на нефтегазовых месторождениях
14	Дистанционные методы в нефтегазовой геологии
15	Решение современных проблем нефтегазовой геологии дистанционными методами

Научное издание

Серебряков Андрей Олегович

ГИДРОГЕОЛОГИЯ РОССИИ

Монография

ISBN 978-5-9729-0981-0



Подписано в печать 25.03.2022
Формат 60×84/16. Бумага офсетная.
Гарнитура «Таймс».

Издательство «Инфра-Инженерия»
160011, г. Вологда, ул. Козленская, д. 63
Тел.: 8 (800) 250-66-01
E-mail: booking@infra-e.ru
<https://infra-e.ru>

Издательство приглашает
к сотрудничеству авторов
научно-технической литературы