

**Прогноз влияния
равнинных
водохранилищ
на подпор,
ресурсы и запасы
подземных вод**

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР

Всесоюзный научно-исследовательский институт
гидрогеологии и инженерной геологии (ВСЕГИНГЕО)

**Прогноз влияния
равнинных
водохранилищ
на подпор,
ресурсы и запасы
подземных вод**



МОСКВА "НЕДРА" 1984

Прогноз влияния равнинных водохранилищ на подпор, ресурсы и запасы подземных вод. — М.: Недра, 1984. 157 с. (ВСЕГИНГЕО).

Изложена методика расчетов влияния равнинных водохранилищ на режим и баланс подземных вод. Описаны основные положения аналитических методов и методов математического моделирования. Дано описание гидрогеологических условий левобережий Куйбышевского и Волгоградского водохранилищ и проведено сопоставление прогноза подпора подземных вод с фактическими данными. Рассчитаны запасы и ресурсы подземных вод и их изменения в результате проведения гидротехнических и мелиоративных мероприятий. Сделан прогноз уровня подземных вод на период дальнейшего существования водохранилищ. Моделирование проведено на аналого-цифровом вычислительном комплексе "Сатурн-2".

Для специалистов — гидрогеологов и инженеров-геологов.

Табл. 17, ил. 59, список лит. — 28 назв.

Составители: *И.В. Гармонов, И.Б. Колотов, И.И. Крашин*

Выпущено по заказу Всесоюзного научно-исследовательского института гидрогеологии и инженерной геологии

П 1904060000 — 492 Заказное
043 (01) — 84

© Всесоюзный научно-исследовательский институт гидрогеологии и инженерной геологии (ВСЕГИНГЕО), 1984

ПРЕДИСЛОВИЕ

Прогноз подпора подземных вод в районе сооружаемых водохранилищ имеет большое практическое значение, так как повышение уровня подземных вод может вызвать подтопление городов, населенных пунктов, промышленных предприятий, сельскохозяйственных земель и других объектов. Знание величины подпора подземных вод во времени дает возможность на стадии проектирования предусмотреть необходимые защитные мероприятия для борьбы с вредными последствиями сооружения водохранилищ. Кроме того, на основе правильно сделанного прогноза подпора подземных вод можно прогнозировать изменение ресурсов и запасов подземных вод и их минерализацию, т.е. определить все основные изменения гидрогеологических условий, происходящие в районе водохранилища.

Требования, предъявляемые к точности прогноза подпора подземных вод, диктуют необходимость учета многообразия природных факторов, влияющих на его развитие. Поэтому применение методов аналитического анализа в районе крупных водохранилищ в сложных гидрогеологических условиях (когда для расчетов требуется значительная схематизация природных условий) ограничено. В таких условиях значительным преимуществом обладают методы математического моделирования.

В данной работе основное внимание сосредоточено на разработке методов математического моделирования на примере Куйбышевского и Волгоградского водохранилищ Волго-Камского каскада.

Предисловие написано И.В. Гармоновым; глава I составлена И.В. Гармоновым, И.Б. Колотовым и И.И. Крашиным, глава II — И.В. Гармоновым, И.Н. Гришиной и В.М. Шестопаловым, глава III — И.В. Гармоновым, Е.М. Овсянниковой, глава IV — И.Б. Колотовым, глава V — И.В. Гармоновым, Н.Ф. Мазановой и Л.И. Фишманом; глава VI — И.Б. Колотовым, И.И. Крашиным и В.И. Гудзем; глава VII — И.Б. Колотовым, И.И. Крашиным. Заключение написано И.В. Гармоновым, И.И. Крашиным и И.Б. Колотовым.

Глава I. МЕТОДЫ ПРОГНОЗА ПОДПОРА И РЕСУРСОВ ПОДЗЕМНЫХ ВОД В РАЙОНЕ ВОДОХРАНИЛИЩ

Основные положения

Аналитические методы. Развернувшееся в годы первых пятилеток грандиозное гидротехническое строительство дало импульс широким и разносторонним исследованиям, потребовавшим от гидрогеологов конкретных ответов на вопросы, связанные с теорией движения подземных вод и методикой гидрогеологических исследований.

Многочисленные исследования, связанные с гидротехническим строительством в конце 20–40-х г., были выполнены Г.Н. Каменским. Он, в частности, разработал теорию подпора грунтовых вод, которая, по его определению, является учением о движении воды в горных породах, совершающемся под влиянием факторов, как естественных природных, так и искусственных.

Явление подпора грунтовых вод возникает при заполнении водохранилища, когда имеется гидравлическая связь между грунтовыми водами и водохранилищем. Заполнение водохранилища сопровождается просачиванием воды в его берега. Возникающие при этом фильтрационные потери могут быть временными (до насыщения пород в берегах и установления подземного стока к водохранилищу) или постоянными (если уровень воды в водохранилище выше водораздела подземных вод).

На крупных равнинных водохранилищах длительность формирования предельного подпорного уровня грунтовых вод зависит от литологического состава вмещающих пород. В песчаных хорошо проницаемых породах этот уровень формируется в течение первых 10 лет эксплуатации водохранилища, в супесчаных и суглинистых отложениях — значительно больше. В этом случае существенное практическое значение приобретает промежуточное положение уровня грунтовых вод, которое имеет место при развитии подпора.

После окончательного формирования уровня грунтовых вод выделяется так называемая приводохранилищная зона, где режим грунтовых вод зависит главным образом от величины колебания уровня водохранилища и метеорологических факторов, причем роль последних возрастает с удалением от берега. Поэтому, как отмечал Г.Н. Каменский, во многих случаях установившегося состояния вообще не происходит, что характерно для крупных водохранилищ.

Подпор подземных вод и ширина зоны его распространения связаны с положением рассматриваемого участка в пределах водохранилища. Максимальный уровень подпора происходит в нижней части водохранилища. Здесь существенное влияние оказывает также фильтрация воды в обход плотины из верхнего бьефа в нижний. Вверх по водохранилищу высота подпора уменьшается. Нарушение этой общей закономерности

может произойти в связи с особенностями геологического строения берегов водохранилища.

На основе вышесказанного, как отмечал Г.Н. Каменский, вопрос об определении подпора грунтовых вод при гидротехническом строительстве включает две задачи: 1) прогноз установившегося, или стационарного подпора, отвечающего определенной постоянной отметке уровня водохранилища, при котором в каждой точке гидродинамические элементы потока не изменяются во времени, 2) прогноз неустойчивого подпора с учетом влияния колебания уровня водохранилища, при котором в каждой точке гидродинамические элементы потока изменяются во времени.

Решение этих задач различается по характеру теоретического обоснования с учетом реальных условий залегания пластов и приведения их к расчетным схемам.

При стационарном уровне водохранилища они решаются с помощью уравнений установившегося движения грунтовых вод Дюпюи, Кене, Павловского и др.; особый расчет был предложен С.Ф. Аверьяновым.

Прогноз подпора грунтовых вод в условиях неустойчивого движения представляет собой сложную задачу гидрогеологии. Изучение формирования подпора проводится различными методами. Широко распространён метод аналитического анализа, представляющий собой решение дифференциального уравнения неустойчивой фильтрации [24 и др.].

Численным методом исследования является также широко применяемый метод конечных разностей Г.Н. Каменского, позволяющий выполнять интегрирование дифференциальных уравнений, обеспечивающих возможность учета сложных природных условий.

Установившееся и неустойчивое течение разделяют на следующие группы.

1. *Линейные течения*, которые происходят параллельно какой-либо прямой линии. В этих течениях составляющие скорости, нормальные к прямой, вдоль которой происходит течение, равны нулю. Гидродинамические элементы линейных течений зависят только от одной координаты x . Линейные течения являются всегда одномерными.

2. *Плоские течения* происходят параллельно какой-либо плоскости, составляющие скорости, нормальные к плоскости, в которой происходит течение, равны нулю. Гидродинамические элементы этих течений зависят от координат x и y .

Плоские течения подразделяются на плосковертикальные и плоскогоризонтальные или плановые. Плоские течения могут быть одномерными и двумерными. Примером плосковертикального течения может служить движение грунтовых вод к реке с неглубоким врезом в аллювий, а плоскогоризонтального или планового — движение грунтовых вод вблизи водохранилища с резко деформированной береговой линией.

Решение плановой задачи подпора грунтовых вод в конечных разностях было дано Г.Н. Каменским в 1953 г., а решение практической задачи этим способом было осуществлено в 1954 г. И.А. Мясниковой.

3. *Пространственные течения* не являются параллельными какой-либо плоскости и не имеют составляющей скорости, постоянной вдоль нормали к плоскости. Гидродинамические элементы этих течений зависят от трех координат x , y , z . Они могут быть трехмерные, двухмерные и одномерные.

Условия формирования подпора подземных вод в значительной мере зависят от степени неоднородности пластов в разрезе. Различаются пласты однородные, двухслойные и многослойные.

Многослойное строение можно приводить к однородному, когда соотношение водопроницаемости отдельных слоев невелико [10–20].

При подпоре в трещиноватых породах следует различать трещины, развитые равномерно, образующие связанную систему, и отдельные несвязанные трещины. В первом случае подпор грунтовых вод будет происходить почти так же, как и в рыхлых породах. Во втором случае прогнозировать подпор сложно.

Оросительные и дренажные системы, расположенные в зоне подпора, оказывают существенное влияние на подпор, и их необходимо учитывать. В некоторых случаях при расчете следует принимать во внимание инфильтрационное питание водоносного пласта, расход воды на испарение и транспирацию.

При выборе расчетной схемы и метода прогноза необходимо установить условия на границах расчетного участка распространения подземных вод.

Если водоносный горизонт ограничивается непроницаемой поверхностью, то это место служит границей распространения подпора. Водораздел депрессионной поверхности водоносного горизонта между водохранилищем и рекой другой системы также является границей распространения подпора.

Вопросы аналитических методов прогноза подпора подземных вод подробно рассмотрены в работах С.К. Абрамова, Н.Н. Биндемана, Ф.М. Бочевера, Н.Н. Веригина, а также в Методических рекомендациях по изучению прогноза подпора подземных вод Сибири [20].

Методы моделирования. Точность оценки прогноза подпора грунтовых вод требует учета значительного количества природных факторов, влияющих на его формирование. Преимущество методов моделирования перед аналитическими методами расчета подпора подземных вод в том, что в сложных гидрогеологических условиях они позволяют учитывать особенности природных явлений.

Одним из них является метод электрогидродинамических аналогий (ЭГДА), предложенный Н.Н. Павловским и основанный на полной математической аналогии между явлениями движения грунтового потока и движения электрического тока в электропроводнике. Этот метод, названный Ф.В. Бочевеком экспериментально-графическим и основанный на принципе наложения течений, был применен им для решения плановых задач подпора подземных вод.

Для исследования фильтрации подземных вод в районе гидротехнических сооружений методом ЭГДА в условиях пространственной задачи

Б.Ф. Рельтовым был сконструирован прибор и разработана методика исследований. Такие исследования были проведены И.В. Гармоновым для района одной из проектируемых плотин Волго-Донского соединения.

Большой объем работ по использованию метода ЭГДА в строительстве гидротехнических сооружений и изучению региональных потоков подземных вод был выполнен Н.И. Дружининым.

Задачи подпора подземных вод решались также методом моделирования на гидравлическом интеграторе В.С. Лукьянова, который дает возможность выполнять численные решения эллиптических и параболических уравнений при различных граничных условиях. Это позволяет решать на интеграторе задачи, в которых водопроницаемость, мощность, водоотдача и другие параметры потока, а также такие внешние факторы, как инфильтрационное питание и глубинное подпитывание, меняются в каждой точке изучаемой области.

Применение гидравлического интегратора для решения задач неустановившегося подпора подземных вод рассмотрено в работах В.С. Лукьянова, М.А. Вевиоровской и Н.А. Мясниковой.

Конечно-разностные методы, реализованные на электрических сеточных аналоговых моделирующих устройствах, цифровых вычислительных машинах и сеточных гибридных вычислительных системах, стали в последнее десятилетие основными при производстве гидрогеологических расчетов, причем наибольшее развитие получили сеточные электрические модели различного типа.

Теория и методы решения дифференциальных уравнений эллиптического и параболического типов в частных производных на электрических сетках хорошо разработаны С.А. Гершгориним, Л.Н. Гутенмахером, Г. Либманом и др. В послевоенное время в Советском Союзе выпущено несколько типов серийных сеточных аналоговых вычислительных машин, в том числе МСМ-1, УСМ-1, БУСЭ-70, которые наиболее известны и широко применяются для моделирования фильтрации.

Рассматривая общие положения методики моделирования фильтрации подземных вод, прежде всего следует отметить, что она базируется на обобщении и систематизации всех имеющихся материалов по гидрогеологическим условиям и условиям взаимодействия поверхностных и подземных вод в пределах моделируемой водонапорной системы или ее части.

Исходные материалы моделирования, в сущности, представляют собой описание гидрогеологических условий рассматриваемой территории, по возможности учитывающее особенности геологического строения горных пород в плане и разрезе, их гидрогеологические параметры, все виды границ и граничных условий, данные о режиме подземных вод как в естественных, так и в нарушенных условиях и об их эксплуатации или других видах воздействия на потоки подземных вод.

Вопросы схематизации гидрогеологических условий, принципы построения гидрогеологических схем (моделей) и фильтрационных расчетных схем математических моделей водонапорных образований нашли отражение в работах Н.Н. Биндемана, Ф.М. Бочевера, Н.Н. Веригина, И.К. Га-

вич, И.Е. Жернова, В.М. Шестакова, Л.С. Язвина, Б.М. Зильберштейна, И.С. Пашковского, Д.И. Пересунько, В.С. Плотникова и др.

Схематизацию гидрогеологических условий обычно разделяют на две части: гидрогеологическую и фильтрационную.

В процессе гидрогеологической схематизации создается гидрогеологическая схема (модель), представляемая в виде карт, разрезов и других гидрогеологических материалов. В процессе фильтрационной схематизации гидрогеологические закономерности представляются в гидродинамической постановке с полной математической формулировкой рассматриваемой задачи.

Фильтрационная расчетная схема модели представляет собой формулировку краевой задачи и включает уравнения движения фильтрационных потоков, описание геометрии моделируемой области, граничные и начальные условия и значения уровней или напоров, являющихся функциями координат и времени. Составляемые карты гидрогеологических параметров определяют строение моделируемой области в плане и разрезе. Геометрические размеры области фильтрации определяются ее внешними границами, которые могут совпадать с границами распространения водоносных пород, зонами контактов пород, различных по проницаемости, поверхностными водотоками или водоемами, гидравлически связанными с подземными водами. Частным случаем является наличие так называемых "бесконечных границ", когда водоносные породы распространяются далеко за пределы зон влияния моделируемых фильтрационных процессов.

На внешних и внутренних граничных контурах моделируемой области задаются граничные условия I, II или III рода для получения конкретного решения, удовлетворяющего этим условиям.

Правильность предпосылок, положенные в основу расчетных схем, при моделировании имеет особое значение. Это вытекает из того факта, что расчетная схема определяет методику и результаты решения обратных, а следовательно, и результаты решения прогнозных задач.

Следующим этапом моделирования является замена расчетной схемы исследуемой фильтрационной области ее электрической моделью — сплошной или сеточной. Этот этап включает выполнение нескольких операций, смысл которых заключается во взаимно однозначных преобразованиях фильтрационных величин в электрические.

При математическом моделировании фильтрационных полей различают три следующих типа задач.

Прямая задача, когда по известным параметрам среды создается модель, на которую накладываются граничные условия по внешним и внутренним контурам, и требуется определить реакцию этой системы (в данном случае характер распределения напоров или уровней подземных вод в моделируемой области).

Обратная задача, когда известны параметры и характер распределения напоров в исследуемой области движения подземных вод и требуется найти, какие возмущения определяют данный характер распределения напоров, т.е. задача решается относительно неизвестных граничных условий.

Инверсная задача, когда требуется определить физические параметры

системы (моделируемого водоносного горизонта или комплекса) по известным граничным условиям и характеру распределения напоров в исследуемой области фильтрации.

Две последние задачи в практике моделирования обычно объединяются под общим названием обратных задач.

Все указанные типы задач решаются при моделировании с целью получения различных прогнозов изменений гидрогеологических условий. Главными проблемами моделирования в таких случаях являются следующие.

1. Получение путем решения обратных задач адекватной модели, правильно воспроизводящей наблюдаемые в природе процессы фильтрации на моделируемой территории. При решении этой группы задач результаты разведочных и других гидрогеологических работ и исследований согласуются между собой моделированием так, чтобы получить на модели реальный режим подземных вод исследуемой территории.

2. Прогнозы режима подземных вод при различных способах эксплуатации или других видах воздействия на подземные воды путем решения прямых прогнозных задач на полученных адекватных математических моделях моделируемых территорий.

Программа моделирования и формулировка решаемых задач в каждом конкретном случае могут претерпеть существенные изменения, что определяется особенностями гидрогеологических условий, полнотой исходных материалов моделирования, целями моделирования и техническими возможностями применяемых моделирующих устройств и средств вычислительной техники.

Таковы общие принципы построения расчетных схем моделей положения методики моделирования при моделировании фильтрации.

Описанные принципы представляют собой методическую основу, на которой, в частности, базируется методика воспроизведения процессов естественной и нарушенной фильтрации подземных вод в районах равнинных водохранилищ с использованием математического моделирования. В соответствии с принятым в настоящее время подразделением для целей прогнозирования изменений гидрогеологических условий в районах крупных равнинных водохранилищ могут быть построены региональные и локальные модели. На региональных моделях решаются вопросы изучения общих закономерностей режима уровней подземных вод под комплексным воздействием подпора от водохранилища, работы оросительных систем, водозаборных скважин и т.д.; изучаются балансовые составляющие регионального потока подземных вод в естественных и нарушенных условиях.

Одним из результатов построения региональной модели является оценка степени совместности геолого-гидрогеологической и другой информации и существующих представлений о региональном гидрогеологическом строении территорий. Это производится на стадии решения обратных задач.

Характерные размеры региональной модели 100–200 км, наиболее удобный масштаб исходных карт 1:200 000–1:500 000. В зависимости

от конкретных гидрогеологических условий региона, количества и качества исходной информации и возможностей моделирующих устройств масштаб региональной модели может быть и более крупным.

Для побережий крупных равнинных водохранилищ основными видами региональных моделей являются плановые, но для оценки влияния водохранилищ и оросительных систем на глубокие водоносные горизонты в отдельных случаях могут применяться плоские в разрезе, многослойные или объемные модели.

В соответствии с общей методикой на первом этапе регионального моделирования, основываясь на опытно-экспериментальных данных и представлениях о гидрогеологических условиях района, выполняют гидрогеологическую схематизацию гидрогеологических условий территории и определяют тип расчетной схемы (однослойная, многослойная, плоская в разрезе и т.д.). На стадии фильтрационной схематизации выбирают фильтрационные параметры, рассчитывают границы области, в основном моделирующие условия взаимодействия подземных и поверхностных вод, и задачу формулируют в физико-математической постановке.

Далее с целью увязки исходной информации и составления адекватной модели решается серия обратных задач.

Обратная стационарная задача для районов побережья равнинных водохранилищ обычно связана с уточнением условий питания и разгрузки подземных вод до создания водохранилища, питания подземных вод в районах оросительных систем и в меньшей степени с уточнением фильтрационных параметров и границ модели. Для многослойной задачи обычно оцениваются фильтрационные параметры разделяющих слоев.

Если моделирование производится для побережья существующего водохранилища и есть данные, характеризующие некоторый период режима уровня подземных вод в зоне влияния водохранилищ, на оросительных системах, в районах водозаборов и т.д., на следующем этапе решаются обратные нестационарная и прогнозная задачи. При решении обратной нестационарной задачи уточняются фильтрационные параметры области моделирования и в конечном счете рассчитывается адекватная модель, правильно воспроизводящая наблюдаемый режим подземных вод. Прогноз режима уровня подземных вод проводится на полученной таким образом математической модели и определяется планами комплексного освоения территории. В ряде случаев прогнозное решение может быть многовариантно.

Для проектируемых водохранилищ или при отсутствии режимной информации периода существования водохранилища весь расчетный отрезок времени имеет прогнозный характер и прогнозная задача решается после обратной стационарной задачи.

По результатам решения комплекса указанных задач изучаются факторы, определяющие условия формирования регионального потока подземных вод в естественных условиях, оцениваются естественные ресурсы подземных вод до создания водохранилища и строительства оросительных систем, изучаются динамика изменения уровней подземных вод при проведении различных искусственных мероприятий и их влияние на баланс подземных вод.

При дефиците исходной информации могут применяться разведочные расчеты и факторно-диапазонная оценка. Например, для прогнозного периода можно оценить влияние изменений естественного питания подземных вод на подъем уровня подземных вод при существенном изменении положения уровня подземных вод относительно дневной поверхности исходя из возможных (экспертных) диапазонов варьирования величины питания подземных вод в зависимости от глубины залегания их уровня.

Описанные общие положения методики применения регионального моделирования в значительной степени относятся к локальным моделям, применение которых связано с оценкой возможности подтопления отдельных населенных пунктов, расчетом подъема уровней на отдельных массивах орошения и т.д. Границы для локальных моделей частично могут быть получены по результатам региональных расчетов.

Очевидно, сочетание региональных и локальных математических моделей, реализованных на вычислительных средствах, позволяет охарактеризовать изменение гидрогеологических условий побережья водохранилища в результате проведения комплекса гидротехнических, мелиоративных и других мероприятий с необходимой полнотой.

Методика моделирования процессов подпора подземных вод в районах равнинных водохранилищ

Моделирование подпора для южных частей левобережий Куйбышевского и Волгоградского водохранилищ выполнено на аналого-цифровом вычислительном комплексе "Сатурн-2" (АЦВК "Сатурн-2") в лаборатории математического моделирования ВСЕГИНГЕО. Проведенные расчеты могут быть повторены на электронно-цифровых вычислительных машинах и с меньшей точностью и большей трудоемкостью на большинстве существующих сеточных электрических аналоговых устройств.

Краткое описание АЦВК "Сатурн-2". АЦВК "Сатурн-2" включает цифровую вычислительную машину М-222 и сеточную аналоговую машину "Вега-2". Цифровая машина М-222 выполняет функции управления решением, осуществляет ввод и вывод информации, обработку промежуточных результатов, расчет параметров R -сетки аналоговой машины "Вега-2" [18].

Электрическая сетка аналоговой машины "Вега-2" состоит из 2048 узловых точек. Узловая точка имеет трехкоординатное строение и содержит три управляемых переменных сопротивления R_x , R_y и R_z , унифицированный канал начальных и граничных условий (канал НГУ), позволяющий задать потенциал или установить заданное значение тока.

Существующий комплект программ для фильтрационных расчетов позволяет реализовывать однослойные, многослойные и объемные расчетные фильтрационные схемы, производить решение специальными методами обратных задач фильтрации для плоских в плане расчетных схем. Все программы снабжены блоками доуточнения решения, снимаемого с аналоговой части комплекса цифровыми методами, точность полученного решения оценивается по балансовой невязке, полученной суммиро-

ванием модулей балансовых невязок всех узловых точек модели. Расчеты для левобережий Куйбышевского и Волгоградского водохранилищ проведены В.В. Ганявиным другими по программе "Мираж-4Н", осуществляющей решение прямых плоских в плане задач фильтрации, и по программе решения обратной задачи фильтрации "Регион", реализующей методику вариационных кривых Л.К. Тяпкиной. Программа "Регион" как решающий блок использует программу "Мираж-4Н" и применяется для определения величины питания подземных вод.

Обоснование и характеристика расчетных схем. Расчеты, проведенные в данной работе, показывают основные закономерности движения региональных потоков подземных вод в районах крупных равнинных водохранилищ, и поэтому при моделировании использованы региональные модели плоские в плане. Для условий побережий крупных равнинных водохранилищ с относительно малой мощностью водоносных горизонтов (до 100 м) и большой площадью их распространения плоские в плане расчетные схемы дают удовлетворительные результаты. Однако следует отметить, что для изучаемых территорий характерна сложная тектоника, в связи с чем региональный водоупор, подстилающий грунтовый поток, имеет сложную форму и варьирует по мощности, местами выклиниваясь. В этом случае возможно существенное влияние гидротехнического сооружения на более глубокие водоносные горизонты.

На плоских в плане региональных моделях изучаются режим и баланс подземных вод побережий водохранилищ до проведения гидротехнических, мелиоративных и других мероприятий, а также изменения режима и баланса подземных вод после заполнения водохранилища, строительства оросительных систем и т.д. В региональной постановке изучаются среднесезонные характеристики режима и баланса подземных вод области без рассмотрения их внутригодовых колебаний.

Исходными материалами для построения плоской в плане фильтрационной расчетной схемы водоносного горизонта являются: геолого-гидрогеологические карты, дающие представление об общих условиях формирования регионального потока подземных вод, карты уровней подземных вод, данные режимных наблюдений, данные по величинам питания водоносных горизонтов, данные опытно-фильтрационных работ, сведения о расходах и уровнях в реке и в проектируемом водохранилище, характеристики условий взаимосвязи поверхностных и подземных вод. Комплект исходной информации позволяет построить карты геофильтрационных параметров и граничных условий, моделирующих реки, берег водохранилища, условия питания водоносных горизонтов, изменения его при подпоре, при включении в работу оросительных систем и др. При построении карт фильтрационных параметров границы зон с различными значениями проводятся с учетом районирования территории по геолого-гидрогеологическим признакам.

Основные фильтрационные параметры водоносного горизонта при моделировании его плоской в плане расчетной схемы следующие: водопроводимость T , коэффициент недостатка насыщения μ , сопротивление ложа водохранилища и его притоков ΔL , питание водоносного горизонта W . Карты этих параметров строятся на основе имеющейся информации и

уточняются методом решения обратных задач. Обычно для построения региональных карт параметров принимается зонная модель, т.е. выделяются зоны, где величина параметра считается постоянной. Таким образом, задается кусочно-постоянная неоднородность строения водоносного горизонта.

При подпоре подземных вод величина водопроницаемости водоносных горизонтов может возрастать, особенно в прибрежной зоне водохранилища и в районах оросительных систем. Для региональных расчетов, учитывая точность построения карт водопроницаемости и широкое распространение покровных глинисто-суглинистых отложений в пределах бережней водохранилищ, изменением водопроницаемости в большинстве случаев можно пренебречь. Величина водопроницаемости принимается равной ее значению на период установившегося подпора или же усредняется во времени различными способами.

Недостаток насыщения зависит от литологической разности отложений, в которых происходит подъем уровня грунтовых вод. При перемещении депрессионной поверхности грунтовых вод и другую литологическую разность пород зоны аэрации происходит скачкообразное изменение величины недостатка насыщения, которое следует учитывать при сопоставимых размерах площади изменения коэффициента и параметров разбивки сеточной области.

Величина сопротивления ложа водоема также соотносится с параметрами сеточной разбивки области и учитывается в случае их сопоставимых значений.

В естественных условиях под среднемноголетним питанием водоносного горизонта из зоны аэрации понимается разность между среднемноголетними величинами инфильтрации атмосферных осадков и испарения с поверхности грунтовых вод и транспирации. На массивах орошения значительно возрастает приходная часть питания подземных вод в связи с инфильтрацией поливных вод.

Основные уравнения фильтрации. В соответствии с принятыми предпосылками уравнения фильтрации, описывающее региональные изменения режима подземных вод бережней водохранилищ, имеет вид

$$\frac{\partial}{\partial x} \left[T(x, y) \frac{\partial H(x, y, t)}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[T(x, y) \frac{\partial H(x, y, t)}{\partial y} \right] + W(x, y, H) = \mu(x, y, H) \frac{\partial H(x, y, t)}{\partial t}, \quad (1)$$

где $H(x, y, t)$ – пьезометрический напор или уровень; $T(x, y)$ – водопроницаемость; $W(x, y, H)$ – питание подземных вод; $\mu(x, y, H)$ – коэффициент недостатка насыщения.

Стационарное распределение уровней подземных вод описывается уравнением вида

$$\frac{\partial}{\partial x} \left[T(x, y) \frac{\partial H(x, y)}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[T(x, y) \frac{\partial H(x, y)}{\partial y} \right] + W(x, y) = 0. \quad (2)$$

В большинстве случаев для расчетов подпора удобно применять принцип суперпозиции, названный Ф.М. Бочевеком экспериментально-графическим приемом. Этот принцип удобен тем, что отпадает необходимость задания начального распределения уровней подземных вод, а для анализа прогнозных расчетов достаточно воспользоваться картой глубин залегания уровня грунтовых вод в естественных условиях. Возможность задания начального уровня в каждую узловую точку модели при решении нестационарных задач может быть ограничена неравномерным распределением информации об уровнях подземных вод. Здесь могут возникнуть неоправданные ошибки.

При использовании принципа суперпозиции уравнения (1) и (2) имеют следующий вид:

$$\begin{aligned} & \frac{\partial}{\partial x} \left[T(x, y) \frac{\partial \Delta H(x, y, t)}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[T(x, y) \frac{\partial \Delta H(x, y, t)}{\partial y} \right] + \\ & + \Delta W(x, y, \Delta H) = \mu(x, y, \Delta H) \frac{\partial \Delta H(x, y, t)}{\partial t}; \\ & \frac{\partial}{\partial x} \left[T(x, y) \frac{\partial \Delta H(x, y)}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[\frac{\partial \Delta H(x, y)}{\partial y} \right] + \\ & + \Delta W(x, y, \Delta H) = 0, \end{aligned} \quad (4)$$

где $\Delta H(x, y, t)$ – изменение уровней подземных вод от их естественного положения – величина подпора; $\Delta H(x, y)$ – изменение уровней подземных вод от их естественного положения при установившейся во время величине подпора; $\Delta W(x, y, \Delta H)$ – изменение питания подземных вод от их естественного положения вследствие инфильтрации поливных вод на оросительных системах, изменения положения уровня относительно дневной поверхности и др.

При отсутствии оросительных систем и незначительном относительно дневной поверхности изменении положения уровней (при подъеме уровня грунтовых вод до глубин не более 10 м) величина питания грунтовых вод изменяется незначительно и в ряде случаев может быть равна нулю.

Начальные и граничные условия. При расчетах изменений уровней подземных вод под воздействием гидротехнических мелиоративных и других мероприятий по уравнению (1) в качестве начальных условий принимается ненарушенное распределение уровней; при использовании принципа суперпозиции для уравнения (3) начальное распределение подпора принимается равным нулю.

Граничные условия для уравнений (1)–(4) моделируют взаимосвязь подземных и поверхностных вод, а также ряд других гидрогеологических процессов.

Водохранилище может заполняться относительно быстро или же относительно медленно. Кроме того, в процессе заполнения может происходить значительный сдвиг его уреза или же малое смещение берега водохранилища относительно берега реки. На урезе водохранилища при совершенной гидравлической связи с подземными водами как граничное условие I рода задается уровень H_B . Если заполнение происходит длительный период времени, граничное условие на урезе водохранилища задается как нестационарное, в обратном случае граничное условие является стационарным:

$$H_B = H(x, y, t) \text{ или } H_B = H(x, y). \quad (5)$$

Перемещение уреза водохранилища при его заполнении моделируется последовательным заданием граничного условия в различные узловые точки модели. По достижении водохранилищем проектной отметки за отметку его уровня наиболее целесообразно принимать среднееголетнее значение. Для проектируемых водохранилищ за отметку уровня следует принимать величину проектного нормального подпорного горизонта.

При решении задачи в величинах изменений уровней подземных вод от естественных при совершенной гидравлической связи подземных и поверхностных вод на урезе водохранилища задается величина превышения уровня в водохранилище над уровнем подземных вод ΔH_B :

$$\Delta H_B = \Delta H(x, y, t) \text{ или } \Delta H_B = \Delta H(x, y). \quad (6)$$

Верхнее водохранилище, его притоки, на которые не распространился подпор, и нижний бьеф при совершенной связи с подземными водами задаются стационарными граничными условиями I рода:

$$H_p = H(x, y), \quad (7)$$

где H_p — среднееголетние или меженные значения уровней указанных поверхностных водотоков.

Для уравнений (3) и (4) при использовании принципа суперпозиции граничное условие (7) имеет вид

$$\Delta H_p = 0. \quad (8)$$

При несовершенной гидравлической связи поверхностных и подземных вод реки и берег водохранилища задаются нестационарными и стационарными граничными условиями III рода. В порядке формул (5)–(8) граничные условия III рода имеют следующий вид:

$$Q_B(x, y, t) = \frac{H_B(x, y, t) - H(x, y, t)}{\Phi_B(x, y, t)} \text{ или}$$

$$Q_B(x, y) = \frac{H_B(x, y) - H(x, y)}{\Phi_B(x, y)} \quad (9)$$

$$\Delta Q_B(x, y, t) = \frac{\Delta H_B(x, y, t) - \Delta H(x, y, t)}{\Phi_B(x, y, t)} \quad \text{или}$$

$$\Delta Q_B(x, y) = \frac{\Delta H_B(x, y) - \Delta H(x, y)}{\Phi_B(x, y)}; \quad (10)$$

$$Q_P(x, y, t) = \frac{H_P(x, y) - H(x, y, t)}{\Phi_P(x, y)} \quad \text{или}$$

$$Q_P(x, y) = \frac{H_P(x, y) - H(x, y)}{\Phi_P(x, y)}; \quad (11)$$

$$\Delta Q_P(x, y, t) = \frac{\Delta H(x, y, t)}{\Phi_P(x, y)} \quad \text{или} \quad \Delta Q_P(x, y) = \frac{\Delta H(x, y)}{\Phi_P(x, y)}, \quad (12)$$

где $Q_P(x, y, t)$; $Q_P(x, y)$; $Q_B(x, y, t)$; $Q_B(x, y)$ – величины грунтового питания реки и фильтрационного расхода водохранилища; $\Delta Q_P(x, y, t)$; $\Delta Q_P(x, y)$; $\Delta Q_B(x, y, t)$; $\Delta Q_B(x, y)$ – изменения грунтового питания рек и фильтрационного расхода водохранилища; $H_P(x, y)$; $H_B(x, y, t)$; $H_B(x, y)$ – уровни рек и водохранилища; $\Delta H_B(x, y, t)$; $\Delta H_B(x, y)$ – превышение уровня водохранилища над уровнем подземных вод; $\Phi_P(x, y)$; $\Phi_B(x, y)$; $\Phi_B(x, y, t)$ – фильтрационные сопротивления ложа рек и водохранилища.

Граничные условия III рода выражают линейную зависимость расхода потока от разницы напоров между контуром границы и водоносным горизонтом и гидравлического сопротивления граничного контура. При последовательном сдвиге уреза водохранилища в процессе его заполнения гидравлическое сопротивление по контуру водохранилища может зависеть от времени, однако учитывая, что период заполнения водохранилища мал относительно периода его существования, зависимостью гидравлического сопротивления ложа водохранилища от времени в большинстве случаев можно пренебречь.

Гидравлическое сопротивление, отнесенное к единице длины граничного контура, может выражаться эквивалентной длиной фильтрационного потока ΔL . Учитывая точность задания геометрической формы линейных границ на региональных сеточных моделях и точность определения водопроводимости, следует отметить, что при величинах ΔL , много меньших шага разбивки области, несовершенством гидравлической связи подземных и поверхностных вод можно пренебречь. В этом случае реки

и побережье водохранилища задаются граничным условием I рода. С точностью 10–20 % можно записать, что указанная замена производится в следующем случае:

$$\Delta L \leq (0,1 \div 0,2)h, \quad (13)$$

где h – средний шаг разбивки области в области задания граничного контура.

Граничным условием III рода можно также задавать линейную зависимость величины отрицательного питания грунтовых вод (преобладание испарения) от мощности зоны аэрации при малом ее значении. Здесь предполагается (по А.В. Лебедеву), что для различных территорий баланс подземных вод определяется испарением при глубинах залегания уровня грунтовых вод 0,5–3,0 м. Эти значения можно назвать критическими.

Вертикальное сопротивление $\Phi_{\text{и}}^0$, отнесенное к единице площади модели, задающее линейную зависимость между величиной отрицательного питания W и мощностью зоны аэрации Z , вычисляется следующим образом:

$$\Phi_{\text{и}}^0 = \frac{Z}{W}. \quad (14)$$

При моделировании значение питания в зонах разгрузки наиболее достоверно можно получить методом решения обратных стационарных задач по определению питания в естественных условиях.

Стационарные граничные условия, моделирующие зону разгрузки, для уравнений (1)–(4) имеют вид

$$Q_{\text{и}}(x, y, t) = \frac{H_{\text{п}}(x, y) - H(x, y, t)}{\Phi_{\text{и}}(x, y)} \quad \text{или}$$

$$Q_{\text{и}}(x, y) = \frac{H_{\text{п}}(x, y) - H(x, y)}{\Phi_{\text{и}}(x, y)}; \quad (15)$$

$$\Delta Q_{\text{и}}(x, y, t) = \frac{\Delta H(x, y, t)}{\Phi_{\text{и}}(x, y)} \quad \text{или} \quad \Delta Q_{\text{и}}(x, y) = \frac{\Delta H(x, y)}{\Phi_{\text{и}}(x, y)}, \quad (16)$$

где $H_{\text{п}}(x, y)$ – отметка дневной поверхности; $\Phi_{\text{и}}(x, y)$ – вертикальное фильтрационное сопротивление, моделирующее зону разгрузки; $Q_{\text{и}}(x, y, t)$; $Q_{\text{и}}(x, y)$ – величины разгрузки в нестационарной и стационарной задачах; $\Delta Q_{\text{и}}(x, y, t)$; $\Delta Q_{\text{и}}(x, y)$ – изменения разгрузки в нестационарной и стационарной задачах.

В случае, если зона разгрузки формируется в результате подъема уровня до критического значения, граничные условия (15)–(16) задаются по достижении уровнем подземных вод этого значения:

$$Q_{\text{н}}(x, y, t) = \frac{H_{\text{п}}(x, y) - H(x, y, t)}{\Phi_{\text{н}}(x, y, t)} \text{ при}$$

$$H(x, y, t) \geq H_{\text{кр}}(x, y); \quad (17)$$

$$\Delta Q_{\text{н}}(x, y, t) = \frac{\Delta H(x, y, t)}{\Phi_{\text{н}}(x, y, t)} \text{ при } \Delta H(x, y, t) \geq \Delta H_{\text{кр}}(x, y), \quad (18)$$

где $H_{\text{кр}}(x, y)$ и $\Delta H_{\text{кр}}(x, y)$ – критические значения величин напора и подпора подземных вод.

При региональных расчетах, учитывая их точность, нестационарные граничные условия третьего рода часто целесообразно заменять нестационарными граничными условиями первого рода, полагая, что уровень грунтовых вод при подпоре не поднимается выше критического значения вследствие значительной величины испарения:

$$H(x, y, t) = H_{\text{кр}}(x, y) \text{ при } H(x, y, t) \geq H_{\text{кр}}(x, y); \quad (19)$$

$$\Delta H(x, y, t) = \Delta H_{\text{кр}}(x, y) \text{ при } \Delta H(x, y, t) \geq \Delta H_{\text{кр}}(x, y). \quad (20)$$

Очевидно, по достижении уровнем грунтовых вод критического значения в условиях гумидного климата развиваются процессы заболачивания, в условиях аридного климата – процессы засоления почв.

При изменении положения уровня грунтовых вод в пределах глубин залегания больше критических может также происходить некоторое изменение естественного питания. Для глубин залегания уровня грунтовых вод более 0,5–3 м величина изменения естественного питания, по видимому, часто лежит в пределах точности региональных гидрогеологических расчетов. В случае необходимости оценки влияния изменения естественного питания на подпор грунтовых вод можно воспользоваться корреляционными зависимостями коэффициента питания от глубины залегания УГВ, полученными А.В. Лебедевым. При этом рассчитывают средние величины питания для выделенных интервалов глубин залегания уровня грунтовых вод и при смене интервала глубины залегания уровня грунтовых вод производят ступенчатое изменение величины естественного питания. Изменение естественного питания может моделироваться нестационарным граничным условием II рода или непосредственно вводиться в уравнение фильтрации как свободный член $W(x, y, H)$ или $\Delta W(x, y, H)$.

Питание подземных вод на массивах орошения или его изменение при размерах массивов орошения, сравнимых с величинами разбивки области, задается распределенным источником $W(x, y, H)$ или $\Delta W(x, y, H)$. В обратном случае массивы орошения задаются граничными условиями II рода:

$$Q_{0.c}(x, y, H) = F(x, y, t)W(x, y, H); \quad (21)$$

$$\Delta Q_{0.c}(x, y, \Delta H) = F(x, y, t)\Delta W(x, y, \Delta H), \quad (22)$$

где $Q_{0.c}(x, y, H)$; $\Delta Q_{0.c}(x, y, \Delta H)$ – суммарная величина питания подземных вод на массиве орошения или ее изменение от естественного; $F(x, y, t)$ – площадь массива орошения.

Питание на массивах орошения претерпевает значительные изменения во времени, которые на региональных моделях не могут быть учтены. Однако, как показали практические расчеты, эффективное значение питания для каждого массива орошения может быть принято постоянным и увеличение суммарного питания может моделироваться посредством прироста новых площадей орошения.

Величина питания на массивах орошения наиболее достоверно может быть рассчитана балансовыми методами при обработке режимных наблюдений или методом решения обратных нестационарных задач при наличии режимных данных об изменении уровней на массивах орошения. При прогнозных расчетах питание на массивах орошения для периода подъема уровня подземных вод до критических глубин оценивается по формуле

$$W(x, y) = \Delta W(x, y) = k_{\Pi}(x, y)A(x, y), \quad (23)$$

где $A(x, y)$ – средняя оросительная норма; $k_{\Pi}(x, y)$ – коэффициент питания, представляющий собой долю поливных вод, питающих водоносный горизонт.

Здесь используется предпосылка, что питание подземных вод на массивах орошения определяется главным образом инфильтрацией поливных вод. Величины $k_{\Pi}(x, y)$ и $A(x, y)$ наиболее достоверно вычисляются по опыту работы действующих оросительных систем.

При отсутствии данных о расположении массивов орошения в пределах площади перспективного орошения можно ввести сугубо приближенную характеристику – усредненное питание на площадях перспективного орошения:

$$W_0 = W \frac{F}{F_1}, \quad (24)$$

где W_0 – усредненная по площади величина питания; F – проектируемая мощность оросительной системы (суммарная площадь проектируемых массивов орошения); F_1 – общая площадь района перспективного орошения; W – прогнозная величина питания на массивах орошения.

Величина W_0 учитывает подъем уровня вследствие инфильтрации поливных вод без выделения экстремальных точек на орошаемых участках, однако позволяет сохранить суммарную величину питания площади района перспективного орошения.

Балансовые методы. Уровни подземных вод в естественных усло-

виях и их изменения вследствие подъема уровня в водохранилище, работы оросительных систем, водозаборных скважин и т.д. определяются балансовыми расчетами. В естественных условиях балансовое уравнение для среднесуточных величин имеет вид

$$Q_{\Gamma} + Q_{\Gamma.п} = Q_{\mathcal{W}}, \quad (25)$$

где Q_{Γ} – грунтовое питание реки, на которой создается водохранилище; $Q_{\Gamma.п}$ – грунтовое питание притоков; $Q_{\mathcal{W}}$ – суммарное питание грунтовых вод в пределах междуречных пространств.

Величина $Q_{\mathcal{W}}$ представляет собой естественные ресурсы подземных вод, равные величине разгрузки подземных вод в поверхностные водотоки.

В условиях неустановившейся фильтрации балансовое уравнение для побережья водохранилища имеет вид

$$Q_{p.в}(t) + Q_{o.c}(t) + Q_{\mathcal{W}}(t) = Q_{н.б}(t) + Q_{\Gamma.п}(t) + Q_e(t) + Q_{\mathcal{B}}(t), \quad (26)$$

где $Q_{p.в}(t)$ – фильтрационный расход из водохранилища. Имеет знак "плюс", при направлении фильтрационного расхода от водохранилища; $Q_{o.c}(t)$ – питание на оросительных системах; $Q_{\mathcal{W}}(t)$ – естественное питание водоносного горизонта на площадях без массивов орошения; $Q_{н.б}(t)$ – разгрузка в нижний бьеф водохранилища; $Q_{\Gamma.п}(t)$ – грунтовое питание притоков; $Q_e(t)$ – изменение емкостных запасов – суммарный расход на насыщение сухих пород при подпоре или осушение пород в районе водоотбора (в первом случае имеет знак "плюс", во втором случае – знак "минус"); $Q_{\mathcal{B}}(t)$ – расход водозаборов.

Уравнение изменения балансовых составляющих среднесуточного режима подземных вод, не нарушенного подпором, имеет вид

$$\Delta Q(t) + \Delta Q_{o.c}(t) + \Delta Q_{\mathcal{W}}(t) = \Delta Q_{н.б}(t) + \Delta Q_{\Gamma.п}(t) + Q_e(t) + Q_{\mathcal{B}}(t), \quad (27)$$

где $\Delta Q(t)$ – изменение фильтрационного расхода на урезе водохранилища; $\Delta Q_{\mathcal{W}}(t)$ – изменение естественного питания грунтовых вод вследствие изменения положения их уровней на площадях без массивов орошения; $\Delta Q_{н.б}(t)$ – изменение разгрузки в нижнем бьефе водохранилища; $\Delta Q_{\Gamma.п}(t)$ – изменение грунтового питания притоков.

Величина прироста во времени искусственных запасов подземных вод в пределах не затопленной водохранилищем зоны за промежуток времени $\Delta t = t_2 - t_1$

$$V_{\text{н}}(t) = \int_{t_1}^{t_2} Q_{\text{е}}(t) dt. \quad (28)$$

До начала работы оросительных систем в пределах нижнего бьефа изменение грунтового питания реки $\Delta Q_{\text{н.б}}(t)$ равно величине обходной фильтрации.

Временные фильтрационные потери равны сумме фильтрационного расхода из водохранилища и грунтового питания реки (до создания водохранилища) за вычетом изменения грунтового питания притоков, выпадающих в верхний бьеф:

$$Q_{\text{ф.п}}(t) = Q_{\text{р.в}}(t) + Q_{\text{Г}} - \Delta Q_{\text{Г.п}}(t). \quad (29)$$

Таким образом, для регионального моделирования изменений гидрогеологических условий в районе крупных равнинных водохранилищ принимается плоская в плане расчетная схема линейаризованного грунтового потока без учета влияния глубоких водоносных горизонтов. Для плоской в плане расчетной схемы водообмен подземных вод с водохранилищем и его притоками в зависимости от степени совершенства их гидравлической связи моделируется граничными условиями I и III рода, условия питания подземных вод в естественных и нарушенных условиях в зависимости от гидрогеологических условий и возможностей вычислительного устройства — распределенным источником или граничными условиями II рода. На основе указанной расчетной схемы проводятся решения обратной стационарной задачи с целью изучения условий формирования подземных вод до создания водохранилища, при наличии периода режимных наблюдений — обратной нестационарной задачи по уточнению фильтрационных параметров и, наконец, прогнозной задачи для оценки влияния комплексного освоения территории на гидрогеологические условия. По результатам решения нестационарных задач количественно оценивается изменение водообмена подземных и поверхностных вод. Помимо этого, при балансовых расчетах определяются временные фильтрационные потери и изменение искусственных ресурсов в незатопленной зоне.

Моделирование подпора на аналого-цифровом вычислительном комплексе. Методика гидрогеологических расчетов на сеточных электрических моделях изложена достаточно полно в ряде работ [14, 15, 18]. Для иллюстрации методики моделирования на сеточных моделях ниже приводятся основные принципы методики расчетов конечно-разностными методами и описывается процесс решения задач на конкретном вычислительном устройстве — аналого-цифровом вычислительном комплексе "Сатурн-2", на котором проведено моделирование для участков левобережий Куйбышевского и Волгоградского водохранилищ.

Методика моделирования фильтрационных процессов на сеточных электрических моделях в своей основе имеет конечно-разностные методы решения дифференциальных уравнений в частных производных. В связи с тем что аналоговая часть АЦВК представляет собой электрическую

RR сетку, для фильтрационных расчетов на комплексе применяется неявная двухслойная конечно-разностная схема. Принципиальные положения составления конечно-разностных схем иллюстрируются на примере уравнения (1).

Для решения уравнения (1) конечно-разностным методом на области моделирования выбирается ортогональная система координат, направление координатных осей которой определяется конкретной задачей. На область моделирования накладывается координатная сетка в виде двух взаимно перпендикулярных семейств прямых, параллельных координатным осям и имеющих целочисленные индексы i и j . В точках пересечения линий координатной сетки образуются узловые точки модели, каждая из которых имеет координату вида i, j . Далее непрерывное или кусочно-постоянное распределение параметров $T(x, y)$; $W(x, y, H)$; $\mu(x, y, H)$ заменяется сеточными функциями $T_{i,j}$; $W_{i,j}^p$; $\mu_{i,j}^k$. Выделение этапов p и k для параметров $W(x, y, H)$ и $\mu(x, y, H)$ проведено для приближенного задания изменения указанных параметров при подпоре. Предполагается, что для узловой точки i, j в течение периода p величина $W_{i,j}^p$ постоянна во времени и в течение периода k величина $\mu_{i,j}^k$ также постоянна во времени.

Граничные и начальные условия также трансформируются в сеточные функции. Граничные условия, заданные вдоль берега водохранилища, его притоков, на оросительных системах и т.д., соотносятся с узловыми точками модели, расположение которых может быть отражено на схеме граничных условий (см. рис. 22). Распределение напоров до подпора $H(x, y, 0)$ после трансформации на сеточной модели имеет вид $H_{i,j}^0$, т.е. в каждую узловую точку модели задается величина напора подземных вод в естественных условиях.

Для каждой узловой точки составляется алгебраическое уравнение, аппроксимирующее исходное уравнение фильтрации:

$$\begin{aligned} & \frac{T_{i+0,5,j}(h_j - h_{j-1})}{2h_i} (H_{i+1,j}^{n+1} - H_{i,j}^{n+1}) + \frac{T_{i-0,5,j}(h_j + h_{j-1})}{2h_{i-1}} \times \\ & \times (H_{i-1,j}^{n+1} - H_{i,j}^{n+1}) + \frac{T_{i,j+0,5}(h_i + h_{i-1})}{2h_j} (H_{i,j+1}^{n+1} - H_{i,j}^{n+1}) + \\ & + \frac{T_{i,j-0,5}(h_i + h_{i-1})}{2h_{j-1}} (H_{i,j-1}^{n+1} - H_{i,j}^{n+1}) + \frac{W_{i,j}^p (h_i + h_{i-1})}{4} \times \\ & \times \frac{x(h_j + h_{j-1})}{4} = \frac{\mu_{i,j}^k (h_i + h_{i-1})(h_j + h_{j-1})}{4\tau} \times \\ & \times (H_{i,j}^{n+1} - H_{i,j}^n), \end{aligned} \quad (30)$$

где i, j – целочисленные координаты узловых точек модели; $n, n + 1$ – номера временных слоев, для которых вычисляется решение; $H_{i,j}^{n+1}$ – напор в узловой точке i, j на $(n + 1)$ -м временном слое; $T_{i+0,5,j}$ – средняя водопроницаемость между узловыми точками с координатами $i + 1, j$ и i, j ; $W_{i,j}^p$ – питание подземных вод в узловой точке i, j на p -й период решения нестационарной задачи; $\mu_{i,j}^k$ – недостаток насыщения на k -й период решения нестационарной задачи; h_i, h_j – величины шагов разбивки области по осям x между узловыми точками с координатами $i + 1, j$ и $j + 1, i, j$; τ – величина шага по времени.

Система алгебраических уравнений (30) с соответственными начальными и граничными условиями определяет сеточную фильтрационную модель плоского в плане потока подземных вод, построенную на основе двухслойной неявной конечно-разностной схемы:

$$\frac{H_{i+1,j}^{n+1} - H_{i,j}^{n+1}}{\Phi_{i,j}^x} + \frac{H_{i-1,j}^{n+1} - H_{i,j}^{n+1}}{\Phi_{i-1,j}^x} + \frac{H_{i,j+1}^{n+1} - H_{i,j}^{n+1}}{\Phi_{i,j}^y} + \frac{H_{i,j-1}^{n+1} - H_{i,j}^{n+1}}{\Phi_{i,j-1}^y} + Q_{i,j}^p = \frac{H_{i,j}^{n+1} - H_{i,j}^n}{\Phi_{i,j}^t}. \quad (31)$$

Фильтрационные сопротивления $\Phi_{i,j}^x, \Phi_{i,j}^y$, временные фильтрационные сопротивления $\Phi_{i,j}^t$ и источники $Q_{i,j}^p$ данной модели определяются следующими выражениями:

$$\Phi_{i,j}^x = \frac{2h_i}{T_{i+0,5,j} (h_j + h_{j-1})}; \quad \Phi_{i,j}^t = \frac{4\tau}{\mu_{i,j}^k (h_i + h_{i-1}) (h_j + h_{j-1})};$$

$$Q_{i,j}^p = \frac{W_{i,j}^p (h_j + h_{i-1}) (h_j + h_{j-1})}{4}, \quad (32)$$

где $\Phi_{i,j}^x$ – фильтрационное сопротивление между узловыми точками с координатами $i + 1, j$ и i, j ; $\Phi_{i,j}^t$ – временное фильтрационное сопротивление для узловой точки с координатами i, j ; $Q_{i,j}^p$ – источник, моделирующий питание подземных вод в узловой точке модели с координатами i, j .

Фильтрационное сопротивление вдоль одного координатного направления прямо пропорционально расстоянию между узловыми точками модели, измеренному вдоль этого направления, обратно пропорционально средней водопроницаемости между этими точками и ширине фильтрационного сопротивления. Временное фильтрационное сопротивление прямо пропорционально величине шага по времени τ , обратно пропорционально величине недостатка насыщения и площади элементарной ячейки модели.

Источник в узловой точке модели прямо пропорционален величине питания водоносного горизонта и площади элементарной ячейки модели.

Решение задач с использованием построенной модели производится шагами по времени, распределение напоров для предыдущего временного слоя n является начальным условием для получения решения на последующем временном слое $n + 1$.

Результаты расчетов, полученные на данной модели, имеют ошибку аппроксимации, возникающую вследствие замены производной в исходном дифференциальном уравнении приближенными конечно-разностными отношениями.

Построенная сеточная фильтрационная модель, включающая в себя систему алгебраических уравнений (31), аппроксимирующих начальные и граничные условия, может быть реализована на электронно-цифровых вычислительных машинах или на сеточных электрических аналоговых машинах. В последнем случае сеточная фильтрационная модель известными методами пересчитывается в сеточную электрическую модель посредством введения системы коэффициентов подобия, однозначно связывающих электрические параметры вычислительного устройства и фильтрационные параметры сеточной фильтрационной модели.

На аналого-цифровом вычислительном комплексе аналоговая часть осуществляет решение системы уравнений (31) с заданными начальными и граничными условиями, цифровая машина выполняет функции управления решением, ввод и вывод информации, обработку промежуточных результатов, расчет параметров электрической сетки.

Процесс решения задач на аналого-цифровом вычислительном комплексе состоит из следующих этапов: выбора программы расчета, разбивки области и выбора временного шага, подготовки исходной информации для моделирования и, наконец, получения решения и обработки результатов.

Выбор программы расчета проводится после фильтрационной схематизации, определяющей дифференциальное уравнение фильтрации, которое описывает движение подземных вод в пределах области моделирования. Тип программы выбирается соответственно принятому уравнению фильтрации.

Средняя величина шага разбивки определяется соотношением размеров области моделирования и необходимого числа узловых точек в пределах количества узловых точек сеточной электрической аналоговой машины. Измельчение шага разбивки может производиться в районе граничного контура с целью более точного задания его геометрии, в районе максимальных значений градиента напора, при резких сменах фильтрационных параметров и т.д. Минимальные шаги по времени обычно задаются для начала нестационарного процесса, когда изменение напоров во времени наиболее интенсивно, а затем постепенно увеличиваются. Величина шага по времени выбирается таким образом, чтобы фильтрационные сопротивления области и временные фильтрационные сопротивления были сопоставимы.

После разбивки области и выбора шагов по времени определяется диапазон изменения напора в пределах области моделирования, а по формулам (32) – максимальные диапазоны изменения фильтрационных сопротивлений и источников. Это позволяет оценить совместимость параметров сеточной фильтрационной модели и электрических параметров аналоговой части комплекса. Диапазон изменения электрических потенциалов АЦВК лежит в пределах от -10 до $+10$ В, электрические сопротивления изменяются от 32 Ом до 512 кОм, минимальный ток для задания источника в узловую точку модели имеет значение $0,05$ мА при максимальном его значении 5 мА. Сеточная фильтрационная модель должна быть построена таким образом, чтобы система ее фильтрационных параметров, пересчитанная в электрические величины, удовлетворяла указанным техническим ограничениям вычислительной машины. Иначе в расчеты может быть принесена значительная ошибка.

Подготовка исходной информации для проведения моделирования заключается в задании для каждой узловой точки модели комплекса фильтрационных параметров и соответствующих начальных и граничных условий. Гидрогеологическая информация подготавливается в виде массивов перфокарт (массив водопроводимости, граничных условий, шагов разбивки области и т.д.), которые вводятся во вводное устройство вычислительной машины.

Подготовительная информация записывается на магнитную ленту или используется непосредственно для счета. Результаты счета также могут быть записаны на магнитную ленту и выведены на печатающее устройство для их обработки. В процессе счета оперативно контролируется точность решения фильтрационных задач – балансовая невязка, получаемая суммированием модулей балансовых невязок по всем узловым точкам модели. При решении обратной стационарной задачи для левобережья Волгоградского водохранилища суммарная балансовая невязка изменялась в пределах $2000-3000$ м³/сут, что при суммарной величине питания 200000 м³/сут составляет 1% точности. При решении нестационарных задач балансовая невязка отдельного шага по времени составляла $100-400$ м³/сут, что вполне приемлемо при величинах фильтрационных расходов $10000-100000$ м³/сут.

Таким образом, вычисления для расчетной схемы, полученной на этапе фильтрационной схематизации, производятся на основе конечно-разностных методов, в соответствии с чем область моделирования трансформируется в сеточную фильтрационную модель. Ввиду технических ограничений вычислительного устройства на количество узловых точек в первую очередь необходимо обращать внимание на то, чтобы сеточная область достаточно полно отражала геометрию границ, форму поверхности уровня подземных вод и динамику их изменений во времени.

Указанные требования определяют размеры шага разбивки области и шага по времени.

Глава II. МЕТОДИЧЕСКИЕ РЕКОМЕНДАЦИИ ПО ОЦЕНКЕ ВЛИЯНИЯ РАВНИННЫХ ВОДОХРАНИЛИЩ НА РЕСУРСЫ И ЗАПАСЫ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Классификация ресурсов и запасов подземных вод

Эксплуатационные ресурсы подземных вод, оцениваемые в региональном плане, характеризуют потенциальную возможность эксплуатации подземных вод в пределах того или иного региона. С другими видами ресурсов и запасов подземных вод потенциальные эксплуатационные ресурсы связаны следующим балансовым уравнением [7]

$$Q_3 = \alpha_1 Q_e + \beta_1 \frac{V_e}{t} + \alpha_2 Q_{и} + \beta_2 \frac{V_{и}}{t} + \gamma Q_{п}, \quad (33)$$

где Q_3 – эксплуатационные ресурсы; Q_e, V_e – естественные ресурсы и запасы; $Q_{и}, V_{и}$ – искусственные ресурсы и запасы; $Q_{п}$ – привлекаемые ресурсы; t – расчетный период времени; $\alpha_1, \alpha_2, \beta_1, \beta_2, \gamma$ – коэффициенты, характеризующие долю ресурсов и запасов подземных вод, а также привлекаемых речных вод, используемых водозаборными сооружениями.

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

$$M_3 = \frac{Q_3}{F}, \quad (34)$$

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, а также от характера влияния водохранилища изменяются относительные значения компонентов балансового уравнения.

Естественные ресурсы водоносного горизонта Q_e – это его питание в естественных условиях, равное алгебраической сумме поступлений воды за счет инфильтрации атмосферных осадков, фильтрации из рек, перетекания из нижерасположенных водоносных горизонтов и расходования ее при испарении. Естественные ресурсы водоносного горизонта есть расход подземного потока в естественных условиях. После создания водохранилища они в большинстве случаев уменьшаются. Это связано с уменьшением уклонов поверхности грунтового потока, а также с затоплением определенной части аллювиальных отложений. Величина уменьшения естественных ресурсов подземных вод зависит от величины затопленной площади аллювиальных отложений и тех изменений, которые произойдут в пределах незатопленных участков.

Естественные запасы подземных вод V_e представляют собой объем гравитационной воды, содержащейся в пласте в естественных условиях. Затопление ранее обводненных аллювиальных отложений обуславливает уменьшение естественных запасов подземных вод на величину, равную естественным запасам подземных вод затопленных отложений.

После создания водохранилища происходит формирование искусственных ресурсов и запасов подземных вод.

Искусственные ресурсы подземных вод $Q_{и}$ возникают во время формирования подпора, т.е. в период неустановившегося движения подземных вод, когда происходит фильтрация из водохранилища. В период установившегося движения подземных вод, когда фильтрация из водохранилища прекращается и начинается питание его подземными водами, искусственные ресурсы равны нулю в пределах основной части водохранилища. В зоне обходной фильтрации в период установившегося движения подземных вод искусственные ресурсы достигают максимальной величины.

Искусственные запасы подземных вод $V_{и}$ формируются вследствие обводнения ранее сухих пород зоны аэрации при подпоре. В зависимости от конкретных гидрогеологических условий побережья величина искусственных запасов различна. Наибольшая мощность их отмечается обычно в прибрежной зоне водохранилища. В зависимости от величины сезонной сработки уровня водохранилища происходит изменение искусственных запасов подземных вод из-за периодического осушения и обводнения пород в приводохранилищной зоне. Чем выше величины сезонной сработки уровня водохранилища и чем больше ширина зоны влияния этой сработки на уровень подземных вод, тем больше изменение искусственных запасов.

Привлекаемые ресурсы $Q_{п}$ — это дополнительный расход подземных вод, возникающий при образовании депрессионных воронок в процессе эксплуатации водозаборов за счет фильтрации из рек, водохранилищ, инфильтрации атмосферных осадков и перетекания подземных вод из нижерасположенных водоносных горизонтов. Изменение привлекаемых ресурсов должно рассматриваться в каждом случае отдельно, так как с созданием водохранилища могут измениться характер взаимосвязи водоносных горизонтов, а также условия питания и разгрузки подземных вод. Величина привлекаемых ресурсов зависит от гидрогеологических условий участков заложения водозаборов.

Балансовый метод определения потенциальных эксплуатационных ресурсов подземных вод

Балансовый метод расчета позволяет определять величину изменения потенциальных эксплуатационных ресурсов подземных вод путем определения отдельных составляющих баланса подземных вод до и после создания водохранилища.

До создания водохранилища, когда искусственные ресурсы и запасы подземных вод равны нулю, уравнение водного баланса (33) принимает

вид

$$Q'_3 = \alpha'_1 Q'_e + \beta'_1 \frac{V'_e}{t} + \gamma' Q'_\Pi, \quad (35)$$

где Q'_3 — эксплуатационные ресурсы подземных вод; Q'_e, V'_e — естественные ресурсы и запасы подземных вод; Q'_Π — привлекаемые ресурсы подземных вод; $\alpha'_1, \beta'_1, \gamma'$ — коэффициенты, характеризующие долю естественных ресурсов и запасов, а также привлекаемых ресурсов, используемых водозаборными сооружениями до создания водохранилища.

После создания водохранилища на конечной стадии развития подпора, когда закончено формирование искусственных запасов подземных вод и искусственные ресурсы равны нулю (за исключением участков обходной фильтрации), уравнение водного баланса (35) примет вид

$$Q''_3 = \alpha''_1 Q''_e + \beta''_1 \frac{V''_e}{t} + \alpha''_2 Q''_и + \beta''_2 \frac{V''_и}{t} + \gamma'' Q''_\Pi, \quad (36)$$

где Q''_3 — эксплуатационные ресурсы подземных вод после создания водохранилища; Q''_e, V''_e — естественные ресурсы и запасы подземных вод после создания водохранилища; $Q''_и$ — искусственные ресурсы после создания водохранилища; Q''_Π — привлекаемые ресурсы подземных вод после создания водохранилища; $\alpha''_1, \alpha''_2, \beta''_1, \beta''_2, \gamma''$ — коэффициенты, характеризующие долю соответствующих ресурсов и запасов, используемых водозаборными сооружениями после создания водохранилища.

Изменение эксплуатационных ресурсов подземных вод после создания водохранилища выразится следующим балансовым уравнением:

$$\Delta Q_3 = Q''_3 - Q'_3 = (\alpha''_1 Q''_e - \alpha'_1 Q'_e) + (\beta''_1 \frac{V''_e}{t} - \beta'_1 \frac{V'_e}{t}) + \alpha''_2 Q''_и + (\gamma'' Q''_\Pi - \gamma' Q'_\Pi) + \beta''_2 \frac{V''_и}{t}. \quad (37)$$

Учитывая региональный характер определения эксплуатационных ресурсов, можно принять 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 привлекаемых ресурсов (Q'_Π и Q''_Π) по формулам гидродинамики. Следовательно, уравнение (37) можно записать так:

$$\Delta Q_3 = 0,8 \Delta Q_e + \frac{\Delta V_e}{2t} + 0,8 Q''_и + \Delta Q_\Pi + \frac{V''_и}{t}, \quad (38)$$

где ΔQ_e и ΔV_e — изменения естественных ресурсов и запасов подземных вод после создания водохранилища; ΔQ_Π — изменение привлекаемых ресурсов подземных вод после создания водохранилища.

Пользуясь балансовым методом расчета, можно определить изменение ресурсов подземных вод для территорий, прилегающих к водохранилищам, образованным на равнинных реках.

В зоне избыточного увлажнения в период формирования подпора обычно происходит фильтрация воды от водохранилища в сторону водораздела и наоборот. Вследствие этого образуется депрессия, ось которой проходит вдоль водохранилища. В последующие годы идет заполнение депрессии до предельного уровня, когда восстанавливается движение подземных вод от водораздела к водохранилищу.

Определение естественных ресурсов и запасов подземных вод

Для региональной оценки естественных ресурсов подземных вод существует ряд методов, подробно описанных в целом ряде широко известных работ. В зоне влияния водохранилищ может использоваться метод расчета естественных ресурсов по величине расхода потока, так как в этом случае учитывается питание не только за счет инфильтрации атмосферных осадков и поглощения поверхностного стока, но и за счет перетекания из нижерасположенных водоносных горизонтов, а также расхода подземных вод на разгрузку в смежные водоносные горизонты и на испарение.

1. Расход в однородном пласте при незначительно изменяющейся мощности, установившемся движении подземных вод (до заполнения водохранилища и после создания подпора) и отсутствии питания за счет инфильтрации можно определить по формуле

$$Q_e = k_{cp} h_{cp} BI, \quad (39)$$

где k_{cp} – коэффициент фильтрации пласта; h_{cp} – средняя мощность пласта; B – ширина фронта потока; I – средний уклон потока между расчетными сечениями.

При изменении фильтрационных свойств на исследуемом участке следует пользоваться формулой

$$Q_e = \frac{k_1 w_1 + k_2 w_2}{2} I; \quad (40)$$

где k_1 и k_2 – коэффициенты фильтрации в первом и втором сечениях потока, расположенных перпендикулярно к направлению движения подземных вод (сечения выбираются по гидроизогипсам или пьезоизогипсам); w_1 , w_2 – площади этих сечений.

Определение естественного расхода подземных вод до и после создания водохранилища производится на основе карт гидроизогипс, мощности водоносного горизонта и средних значений коэффициента фильтрации водосодержащих пород. На основе этих данных составляются карты гидрогеологического районирования, характеризующиеся усредненными параметрами водоносного горизонта.

2. При инфильтрации сверху и сложной конфигурации гидрозогипс фильтрационное поле водоносного горизонта разбивается на гидродинамические блоки и подблоки, в пределах которых сохраняются более или менее однородные гидродинамические условия.

Боковыми границами блоков и подблоков служат характерные линии токов, верхней и нижней границами – гидрозогипсы. При этом верхняя граница подблока является его контуром питания, а нижняя – контуром разгрузки.

В приводораздельной части верхней границей блока и первого подблока 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 -м подблоке

$$Q_{p_i} = Q_{n_i} \quad (41)$$

Если в i -м подблоке имеются питание или разгрузка, то

$$Q_{p_i} = Q_{n_i} + W_i F_i, \quad (42)$$

где Q_{p_i} – расход потока через контур разгрузки i -го подблока; Q_{n_i} – расход потока через контур питания i -го подблока; F_i – площадь i -го подблока; W_i – среднее значение результирующей удельного питания (модуль балансового питания) в i -м подблоке (может быть величиной положительной при дополнительном питании внутри блока и отрицательной при разгрузке внутри него).

Исходя из выражения (42), можно записать

$$W_i = \frac{Q_{p_i} - Q_{n_i}}{F_i} \quad (43)$$

Для первого обычно приводораздельного подблока, где $Q_{n_i} = 0$, вместо выражения (42) принимается $Q_{p_i} = W_i F_i$, тогда $W_i = Q_{p_i}/F_i$. По каждому подблоку наряду с модулем балансового питания может быть подсчитан модуль естественных расходов

$$M_i = \frac{Q_{p_i} + Q_{n_i}}{2F_i}, \quad (44)$$

который характеризует средний расход подземных вод в пределах подблока.

Для взаимосвязанной системы подблоков, расположенных последовательно вниз по потоку между двумя линиями тока, образующими один блок, можно записать

$$Q_{n_i} = Q_{p_{i-1}}; \quad (45)$$

$$Q_{p_i} = Q_{п_{i+1}}, \quad (46)$$

где $Q_{p_{i-1}}$ — расход на контуре разгрузки $(i-1)$ -го подблока; $Q_{п_{i+1}}$ — расход на контуре питания $(i+1)$ -го подблока.

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

$$Q = \sum k_i h_i \sum I_j B_j, \quad (47)$$

где i — номер участка с постоянным значением kh ; j — номер отрезка гидроизогипс с постоянным значением I .

При простом строении указанных карт расход на контуре подблока определяется по формуле $Q = khBI$, где I — уклон потока в нижнем сечении подблока шириной B .

Размеры блоков и подблоков определяются исходя из особенностей уровней поверхности горизонта и необходимой степени детальности построения. Учитывая, что расходы подблоков связаны между собой выражениями (45) и (46), по каждому блоку можно проводить балансовые расчеты, которые позволяют охарактеризовать динамику балансового питания горизонта вниз по потоку и определить суммарную разгрузку.

На основании данных балансовых расчетов составляются карты баланса питания и модулей естественных расходов подземных вод горизонта.

При необходимости произвести более детальную оценку питания или естественных расходов подземных вод на отдельных участках размеры блоков и подблоков могут быть уменьшены, вплоть до размеров элементарных ячеек и лент тока.

Пример расчета питания и разгрузки подземных вод в зоне влияния водохранилища

На карте гидроизогипс с помощью характерных линий тока выделены блоки I, II, III и т.д. (рис. 1). Каждый блок разделен на подблоки 1, 2, 3, 4 и т.д. На карте показаны площади с различными средними значениями водопроводимости. Расчет ведется от первого подблока вниз по потоку. Расчетными сечениями являются верхняя и нижняя границы каждого подблока, проведенные по соответствующим гидроизогипсам. Промежуточные результаты подсчета показаны в табл. 1.

Рассмотрим, например, последовательность расчетов в 4-м подблоке. Величина питания на верхнем контуре этого подблока равна величине разгрузки на нижнем контуре 3-го подблока.

$$Q_{п_4} = Q_{p_3} = kh I_3 B_3 = 300 \cdot 1,4 \cdot 10^{-3} \cdot 9000 = 3780 \text{ м}^3/\text{сут.}$$

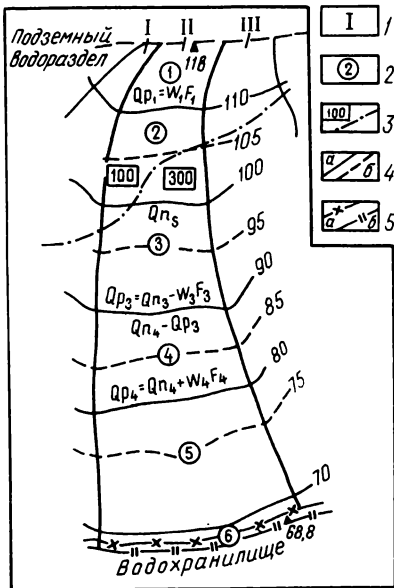


Рис. 1. Схема балансовых расчетов питания и разгрузки подземных вод по гидродинамическим подблокам в зоне влияния водохранилища.

1 – номер блока; 2 – номер подблока; 3 – средняя величина водопроницаемости ($m^2/сут$) и граница между площадями с различной водопроницаемостью; 4 – гидроизогипсы: a – основные, являющиеся границами подблоков, b – вспомогательные, необходимые для расчета; 5 – линии водохранилища: a – береговая с абсолютной отметкой уреза воды в водохранилище, b – условный контур водохранилища с учетом величины гидравлического сопротивления

Величина разгрузки на нижнем контуре 4-го подблока

$$Q_{п_4} = khI_4 B_4.$$

Значение I на нижнем контуре подблока определяется по формуле

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

где L' , L'' , L''' – расстояния между гидроизогипсами с отметками 85 и 75, замеренные по левой (L') и правой (L'') линиям тока, а также посредине между ними (L''')

$$Q_{p_4} = 300 \cdot 1,7 \cdot 10^{-3} \cdot 10000 = 5100 \text{ м}^3/\text{сут}.$$

Так как $Q_{p_4} = Q_{п_4} + W_4 F_4$, то, зная величины $Q_{п_4}$ и Q_{p_4} , можно определить общее питание в пределах данного подблока:

$$W_4 F_4 = 5100 - 3780 = 1320 \text{ м}^3/\text{сут}.$$

Тогда питание на единицу площади этого подблока (модуль питания W_4) составит

$$W_4 = \frac{1320}{86,4 \cdot 27} = 0,57 \text{ л/с с } 1 \text{ км}^2,$$

где 86,4 – переводной коэффициент.

Таблица 1

Балансовый расчет питания и разгрузки подземных вод в зоне влияния водохранилища

Номер блока	Номер под-блока	Площадь под-блока F_i , км ²	kh , м ² /сут	$I = \frac{\Delta H}{L}$	V_i , м	Распределение Q_{P_i} , м ³ /сут		$Q_{P_i}^{II} = Q_{P_i}^{I} - Q_{P_i}^{II}$, м ³ /сут	$W_{P_i}^I = Q_{P_i}^I$, м ³ /сут	$W_{P_i}^I = \frac{Q_{P_i}^I}{86,4 \cdot F_i} \times 10^6$, мм
						$Q_{P_i}^{I+1}$	$Q_{P_i}^{II}$			
II	1	10,2	100	$1,5 \cdot 10^{-3}$	$4,8 \cdot 10^3$	720	—	0	720	0,85
	2	17,6	100	$1,6 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^3$	320	—	720	1400	0,92
	3	17,6	300	$1,5 \cdot 10^{-3}$	$4 \cdot 10^3$	1800	—	2120	1660	0,74
	4	27	300	$1,4 \cdot 10^{-3}$	$9 \cdot 10^3$	3780	—	3780	1320	0,57
	5	47,4	300	$1,0 \cdot 10^{-3}$	$12 \cdot 10^3$	3600	—	5100	-1500	-0,37
	6	15,6	300	$1,0 \cdot 10^{-3}$	$13 \cdot 10^3$	—	3900	3600	300	0,22

Суммарное питание по блоку II: $720 + 1400 + 1660 + 1320 + 300 = 5400$ м³/сут.

Суммарная разгрузка по блоку II: $3900 + 1500 = 5400$ м³/сут (3900 м³/сут — величина разгрузки водоносного горизонта в водохранилище, 1500 м³/сут — балансовая величина испарения на площади подтопления, обусловленного подпором водохранилища).

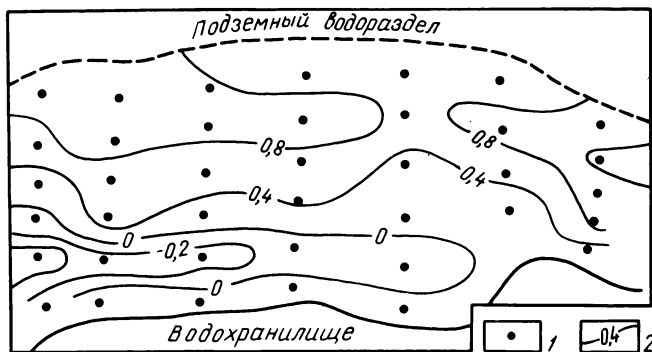


Рис. 2. Схема баланса питания подземных вод в зоне влияния водохранилища.

1 — точка расчета баланса питания, л/(с·км²); 2 — изогипсы питания подземных вод, л/(с·км²)

Результаты балансовых расчетов по подблокам используются для составления карты баланса питания подземных вод (рис. 2), на которой показано распределение удельных величин питания и разгрузки подземных вод по площади.

3. Определение естественных ресурсов грунтовых вод в зоне влияния водохранилища с учётом инфильтрации сверху для каждого выделенного блока можно производить и более простым методом по двум скважинам, пользуясь уравнением Дюпюи.

Первое сечение располагается около уреза водохранилища, а второе — выше по потоку. Расстояние между сечениями должно быть достаточно значительным (1–2 км), чтобы можно было точнее определить уклон поверхности подземных вод на данном участке, сложенном однородными породами. Здесь единичный расход грунтового потока относится к среднему сечению, расположенному на середине расстояния между первым и вторым сечениями.

Обозначая единичный расход грунтового потока на середине сечения через q_z , напишем

$$q_z = k \frac{h_1 + h_2}{2} \frac{h_2 - h_1}{l} = k \frac{h_2^2 - h_1^2}{2l}. \quad (48)$$

Единичный расход потока в нижнем сечении будет иметь вид

$$q_1 = q_z + W \frac{l}{2}, \quad (49)$$

где q_1 — расход грунтового потока в первом сечении (около уреза водох-

ранилища); W – инфильтрация, т.е. количество воды, просачивающейся в грунтовые воды сверху через единицу площади поверхности земли в единицу времени; l – расстояние между сечениями.

Определение величины $W \frac{l}{2}$ можно заменить определением расхода Δq (в %) на участке $l/2$ (от среднего до первого сечения) от расхода q_z по формуле

$$\frac{\Delta q}{q_z} 100 = \frac{l}{2} 100. \quad (50)$$

Преобразуя формулу (50), можно непосредственно получить

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

где L – расстояние от среднего сечения q_z до водораздела. Полный расход Q_1 в нижнем сечении блока будет

$$Q_1 = q_1 B, \quad (51)$$

где B – ширина нижнего сечения блока.

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

Естественные запасы определяются как произведение объема, который занимает водоносный горизонт, на его водоотдачу

$$V_e = \mu V, \quad (52)$$

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

Точность вычисления естественных запасов грунтовых вод зависит в основном от правильности определения водоотдачи пород, так как определение объема водоносного пласта обычно не представляет большой трудности. Его можно установить по карте гидрогеологического районирования.

Величина водоотдачи пород определяется лабораторными методами, основанными на наблюдениях за режимом грунтовых 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 [12].

Определение искусственных ресурсов и запасов подземных вод

По Н.Н. Биндеману, фильтрационным расходом q из водохранилища называется объемное количество воды, фильтрующееся в единицу времени. Величина, обратная фильтрационному расходу q' , называется расходом грунтового питания реки после устройства водохранилища

$$q = -q'. \quad (53)$$

Под фильтрационными потерями понимается разность между расходом грунтового питания реки до и после устройства водохранилища

$$q_{\text{п}} = q_0 - q' = q_0 + q, \quad (54)$$

где q , q' , q_0 , $q_{\text{п}}$ – удельные расходы (расходы, отнесенные к единице длины берега водохранилища).

В период неустановившегося движения грунтовых вод фильтрационные потери значительно превышают фильтрационные потери периода установившегося движения.

Существование фильтрационного расхода и фильтрационных потерь в период неустановившегося движения обуславливает формирование искусственных ресурсов $Q_{\text{и}}$ и запасов $V_{\text{и}}$ подземных вод. При наполнении водохранилища ресурсы возрастают, а затем уменьшаются до размеров, соответствующих условиям установившегося движения. При отсутствии фильтрации в соседние долины искусственные ресурсы, как и фильтрационные потери, в период установившегося движения грунтовых вод вне влияния нижнего бьефа равны нулю.

При балансовых расчетах эксплуатационных ресурсов грунтовых вод целесообразно определять величину искусственных ресурсов на период установившегося движения грунтовых вод. В этот период на участках бережий водохранилища, где происходит фильтрация в соседнюю речную долину, при горизонтальном водоупорном ложе искусственные ресурсы могут быть определены по формуле Дюпюи

$$q_{\text{и}} = k \frac{y_1^2 - h_1^2}{2a}, \quad (55)$$

а при наклонном залегании водоупора – по формуле Н.Н. Биндемана

$$q_{\text{и}} = k \frac{y_1 - h_1}{2} \left(\frac{y_1 + h_1}{a} \pm i \right), \quad (56)$$

где i – уклон водоупорного ложа (с плюсом при наклоне водоупора в сторону реки, намечаемой для зарегулирования, с минусом при наклоне его от реки); h_1 , y_1 – мощность водоносного пласта (глубина грунтового потока) у берега водохранилища над водоупором ложа соответственно до и после подпора; a – расстояние от водохранилища до соседней дренирующей реки; k – коэффициент фильтрации.

Коэффициент фильтрации пород может быть определен по величине фильтрационного питания при условии горизонтального залегания водоупора ($i = 0$) по формуле

$$k = \frac{W(\alpha - x)}{\frac{h^2 - h_1^2}{x} + \frac{h_1^2 - y_1^2}{\alpha}}, \quad (57)$$

где h – глубина грунтового потока на расстоянии x от водохранилища; W – величина инфильтрации.

В зоне влияния нижнего бьефа искусственные ресурсы представляют собой фильтрационные потери, равные расходу фильтрационного потока в обход плотины, и для периода установившегося движения являются величиной постоянной. Расчеты обходной фильтрации могут быть выполнены аналитическими методами или методом моделирования.

Искусственные запасы грунтовых вод формируются в зоне подпора водохранилища и на конечную стадию развития подпора достигают наибольшей величины. В приводохранилищной зоне, где режим грунтовых вод после окончательного формирования зеркала грунтовых вод зависит от величины колебания уровня водохранилища, происходит периодическое уменьшение искусственных запасов грунтовых вод. В условиях небольшой сезонной сработки уровня водохранилища искусственные запасы грунтовых вод практически постоянны во времени.

Искусственные запасы грунтовых вод, формируемые при насыщении ранее сухих грунтов зоны аэрации, определяются по формуле

$$V_{и} = \mu' V', \quad (58)$$

где μ' – недостаток насыщения пород зоны аэрации до подпора; V' – объем водонасыщенных пород.

Определение привлекаемых ресурсов

При большом количестве скважин в инфильтрационном водозаборе линейного типа приток воды к скважине ряда определяется по формуле Маскета–Лейбензона. Для безнапорных условий

$$Q_{скв} = \frac{\pi k S (2H - S)}{\ln \frac{\lambda}{2\pi r} + \frac{2\pi (l + \Delta l)}{\lambda}}, \quad (59)$$

где λ – расстояние между скважинами в ряду; l – расстояние ряда от реки; Δl – параметр, характеризующий несовершенство русла и сопротивление русловых отложений; r – радиус скважины.

Указанный дебит скважины формируется за счет вод, привлекаемых из реки, и естественного потока со стороны ближайшего водораздела.

Определение привлекаемых из водохранилища ресурсов Q_{Π} в полосе шириной λ может быть произведено по формуле (59) с учетом величины расхода естественного потока Q_e :

$$Q_{\Pi} = Q_{\text{скв}} - Q_e. \quad (60)$$

Оценка привлекаемых из водохранилища ресурсов осуществляется после проведения районирования береговой зоны водохранилища по средним значениям параметров ($l + \Delta l, kh, S, Q_e, Q_{\text{скв}}$).

При этом величина привлекаемых ресурсов в пределах выделенного района

$$Q_{\Pi} = Q_{\text{скв}} \left(\frac{L}{\lambda} + 1 \right), \quad (61)$$

где L – длина района вдоль берега водохранилища.

Потенциальные привлекаемые из водохранилища ресурсы определяют как сумма привлекаемых ресурсов отдельных районов

$$Q_{\Pi_{\text{сум}}} = \sum_{i=1}^n Q_{\Pi_i}, \quad (62)$$

где n – количество районов.

Для условий многоцелевой эксплуатации водохранилища максимальная величина $Q_{\Pi_{\text{сум}}}$ в дальнейшем должна корректироваться с учетом допустимых потерь из водохранилища, рассчитываемых на основе оценки его полного водного баланса.

При расчетах привлекаемых ресурсов могут быть приняты следующие величины расчетных параметров (в м): $\lambda = 100, l = 100, r = 0,1$.

Если имеются данные прогноза переработки берегов водохранилища, от величины l и Δl можно определять с учетом перемещения береговой линии за расчетный срок работы водозабора (10^4 сут).

При несовершенной гидравлической связи грунтового потока с водоемом необходимо учитывать сопротивление ложа водоема путем удлинения потока на величину Δl , называемую гидравлическим сопротивлением. Величина Δl определяется по данным режимных наблюдений по створу из двух скважин, заложенных в водоносный горизонт. Расчет производится на период установившегося движения грунтовых вод при условии отсутствия инфильтрации по формуле

$$\Delta l = \frac{H_1 - H_0}{H_2 - H_1} (l_2 - l_1), \quad (63)$$

где Δl – гидравлическое сопротивление русловых отложений; H_0 – глубина воды в водотоке; H_1, H_2 – уровни воды в наблюдательных скважинах; l_1, l_2 – расстояния наблюдательных скважин до водотока.

Более точные значения Δl могут быть получены по данным опытных откачек и результатам анализа действующих береговых водозаборов.

При отсутствии опытных данных рекомендуются следующие значения Δl для водоносных горизонтов [13]:

1) прорезаемых рекой и сложенных трещиноватыми и закарстованными породами – 50–100 м;

2) сложенных песчано-гравийно-галечниковыми отложениями – 150–200 м;

3) отдельных от реки слабопроницаемым слоем или другим водоносным горизонтом с низкими фильтрационными свойствами – 400–500 м.

В последнем случае величина Δl может быть определена по формуле В.М. Шестакова

$$\Delta l = \sqrt{\frac{k m m_0}{k_0}} \operatorname{cthb} \sqrt{\frac{k_0}{k m m_0}}, \quad (64)$$

где k, m – коэффициент фильтрации и мощность нижнего хорошо водопроницаемого слоя; k_0, m_0 – коэффициент фильтрации и мощность верхнего слабопроницаемого или закарстованного слоя; b – ширина реки.

Определение изменения потенциальных эксплуатационных ресурсов подземных вод в зоне подпора водохранилища основывается на сравнении величин этих ресурсов для условий, существовавших до создания водохранилища, с величинами эксплуатационных ресурсов на конечную стадию развития подпора.

Работа по расчетам потенциальных эксплуатационных ресурсов проводится в несколько этапов.

1. Изучение физико-географических, геологических и гидрогеологических условий существующих или проектируемых водохранилищ.

2. Установление зоны подпора, изучение режима подземных вод, характера распространения подпора, границы его выклинивания.

3. Определение основных гидрогеологических параметров водоносных пластов и структуры грунтового потока.

4. Установление влияния водохранилища на качество подземных вод.

5. Проведение районирования территории.

Основой для гидрогеологических расчетов являются карты, масштаб которых в зависимости от конкретных условий и степени изученности территории может изменяться от 1:100000 до 1:500000.



Рис. 3. Схема расположения Волжских водохранилищ

1) карты гидроизогипс и пьезоизогипс до и после создания водохранилища (составляются на характерные даты многолетнего цикла наблюдений);

2) карта кровли дочетвертичных отложений;

3) карта мощности водоносного горизонта до и после создания водохранилища с выделением участков с различными значениями коэффициента фильтрации водовмещающих пород;

4) карты глубин залегания уровней вод до и после создания водохранилища;

5) карты баланса, питания и модулей естественных расходов подземных вод до и после создания водохранилища;

6) карты геоморфологические, гидрогеологические, а также геолого-гидрогеологические разрезы по створам наблюдательных скважин, графики колебания уровня грунтовых вод и водохранилища.

Определение изменений эксплуатационных ресурсов подземных вод на территориях, прилегающих к водохранилищам, позволит выделить районы, наиболее перспективные для постановки детальных гидрогеологических работ с целью выяснения оптимальных условий для заложения водозаборов.

Описанная в работе методика гидрогеологических расчетов иллюстрируется ниже на примере исследований в районах левобережий Куйбышевского и Волгоградского водохранилища (рис. 3). Моделирование изменений уровней подземных вод проводилось на наиболее изученных участках, по которым имеется полный фактический материал.

Глава III. КУЙБЫШЕВСКОЕ ВОДОХРАНИЛИЩЕ

Физико-географические и гидрогеологические условия

Куйбышевское водохранилище является одной из ступеней Волжско-Камского гидротехнического каскада. Оно расположено в пределах Куйбышевской и Ульяновской областей, Татарской АССР и протягивается по Волге на 730 км.

Наибольшая ширина 40 км зафиксирована у слияния рек Волги и Камы. Средняя глубина 9,4 м, площадь водной поверхности 6450 км². Береговая линия имеет сложную конфигурацию, ее длина достигает 2500 км. На всем протяжении водохранилища выделяется ряд плесовидных расширений и резких сужений (рис. 4).

Создание Куйбышевского водохранилища оказало влияние на изменение гидрогеологических условий левобережья р. Волги. Наиболее интенсивный подъем уровня грунтовых вод наблюдается в прибрежной полосе, непосредственно у створа плотины. С удалением от плотины величина подпора уменьшается.

Заполнение водохранилища до проектной отметки 53 м началось с октября 1955 г., проходило в три этапа (рис. 5) и длилось до мая – июня

Рис. 4. Схема Куйбышевского водохранилища.

1 – гидрогеологические посты; 2 – плотина

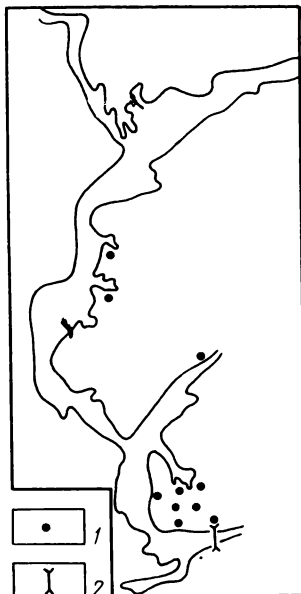
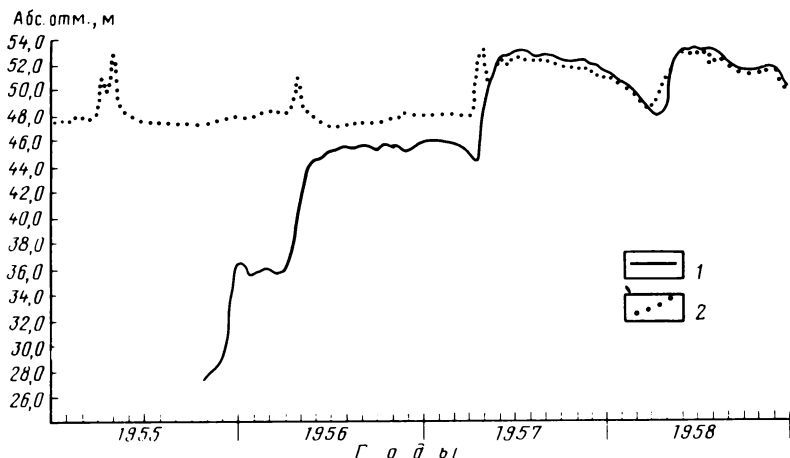


Рис. 5. График формирования водохранилища по рекам Волге и Большой Черемшан.

1 – уровень Волги у пос. Комсомольского; 2 – уровень р. Большой Черемшан у г. Мелекесса



1957 г. В результате этого уровень воды у плотины поднялся на 28 м.

После заполнения водохранилища установился более или менее закономерный сезонный режим. В июне – августе, а иногда и до сентября – октября уровни воды в водохранилище удерживаются на высоких отметках (51–53 м). В октябре или ноябре начинается спад, связанный с зимней сработкой водохранилища, и продолжается до конца марта – середины апреля следующего года. Величина спада достигает в отдельные годы

6–7 м. После этого начинается паводковый подъем, который длится до конца мая – начала июня, когда уровень вновь достигает отметки НППГ.

Куйбышевское водохранилище является водоемом с сезонным регулированием стока. По данным Приволжского управления Гидрометслужбы, приходная часть водного баланса в 1969 г. составила (в км³): приток по основным рекам (Волга, Кама) – 240,08, по малым рекам – 14,19, осадки – 2,29, конденсация водяных паров – 0,03, объем воды во всплывшем льде со снегом – 0,2, приток подземных вод – примерно 6.

Расходная часть баланса состоит из общего стока через створ Волжской ГЭС им. В.И. Ленина, равного 220,26 км³, испарения 3,62 км³, потери на обсыхание льда со снегом 0,13 км³, потери на обходную фильтрацию и фильтрацию под плотиной 0,007 км³.

В рассматриваемом районе долина Волги имеет резко асимметричное строение: противоположные склоны долины отличаются друг от друга по своему рельефу, геологическому строению и гидрогеологическим условиям.

Куйбышевское водохранилище расположено в пределах Волжско-Камской антеклизы и с севера на юг последовательно пересекает три ее крупные структуры: юго-восточный склон Токмовского свода, западную часть Мелекесской впадины и наиболее высокую часть Жигулевско-Пугачевского свода – Жигулевский вал, ограниченный с севера флексурным уступом.

Преимущественно высокий и крутой правый склон долины р. Волги сложен здесь сменяющимися по течению реки различными по геологическому и литологическому составу дочетвертичными отложениями, образующими целый ряд водоносных горизонтов. Грунтовые воды рыхлых четвертичных отложений развиты ограниченно и играют подчиненную роль.

Отложения дочетвертичного возраста включают в себе большое число водоносных горизонтов, различных по типу и условиям залегания. Аллювиальные отложения развиты лишь в долинах наиболее крупных правых притоков р. Волги и в пределах отдельных уцелевших от размыва остатков террас самой Волги и имеют ограниченное распространение. Они содержат, как правило, пресные гидрокарбонатные воды.

В верховьях водохранилища (до сел Сюксево и Монастырское) правобережье сложено породами казанского яруса, представленными морскими и континентальными отложениями, которые содержат несколько более или менее самостоятельных водоносных горизонтов, заключенных в закарстованных и трещиноватых карбонатных породах – известняках, разделяющихся преимущественно водоупорными глинисто-мергелистыми слоями и гипсами. Отдельные горизонты не выдержаны по мощности и простираю. Воды горизонтов, залегающих выше современного уреза водохранилища и находящихся в зоне активного водообмена, имеют обычно гидрокарбонатно-кальциевый состав и небольшую общую минерализацию до 0,5 г/л, местами 1–1,5 г/л. С увеличением глубины залегания минерализация воды увеличивает до 5–6 г/л, воды становятся сульфатно-кальциевыми, приобретают значительные напоры.

Ниже по течению Волги (от с. Монастырского и до с. Тарханы) склон сложен наклоненными татарскими песчано-глинистыми и карбонатными отложениями, содержащими подземные воды в прослоях и линзах песков, песчаников, трещиноватых мергелей, доломитов. Выше уреза водохранилища водоносные горизонты имеют воды безнапорные гидрокарбонатно-кальциевого состава с минерализацией до 7–8 г/л.

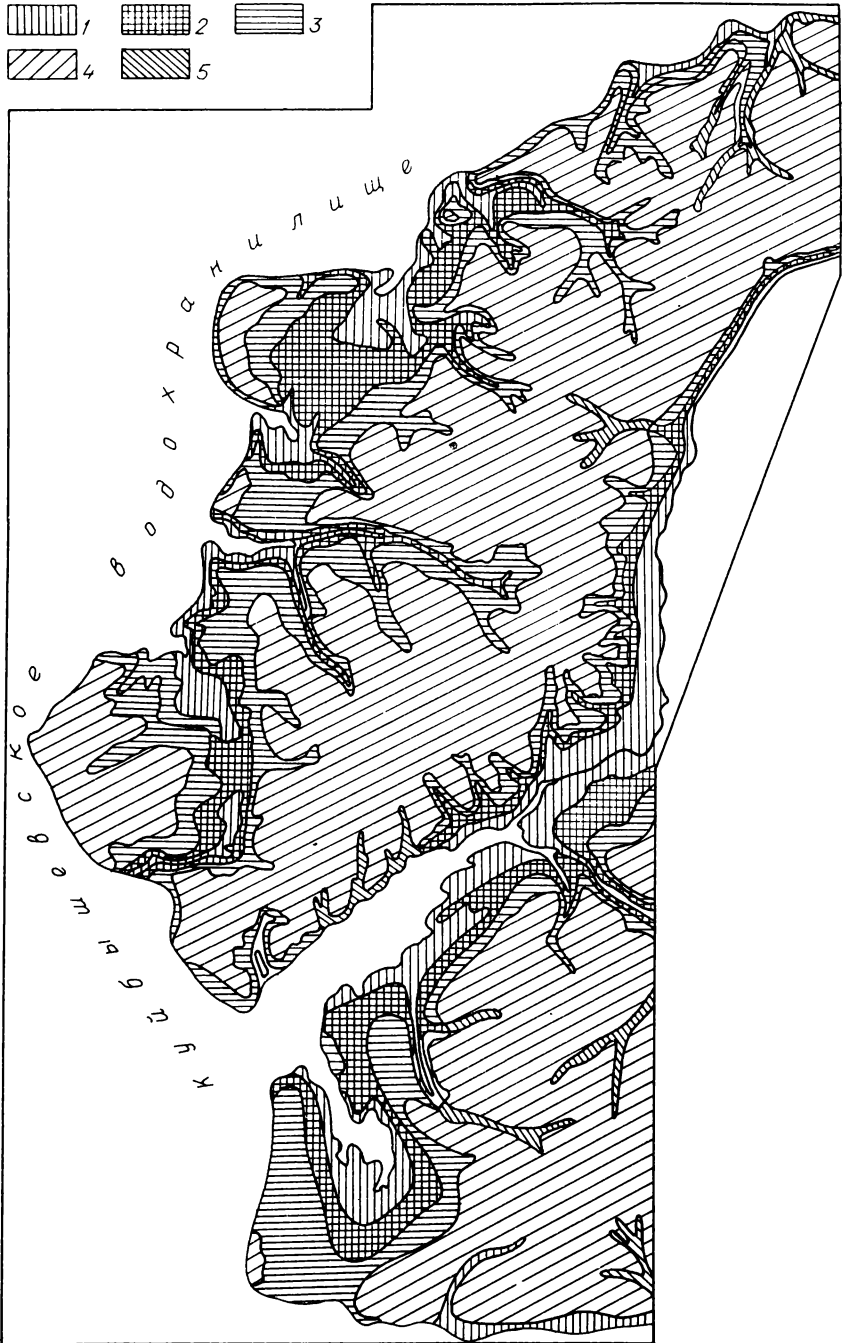
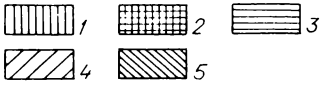
На значительном протяжении (до с. Климовка) в правобережье водохранилища залегают отложения верхней юры и нижнего мела. Это преимущественно глинистые породы, водоносны лишь относительно редкие прослои песков, песчаников, иногда сланцев. Общая минерализация воды колеблется от 0,5 до 3, иногда 22 г/л, состав от гидрокарбонатного до хлоридного.

На большом участке, близ пос. Горбуновки, склоны сложены мергельно-меловыми породами верхнего мела, образующими два водоносных горизонта — турон-сантонский и маастрихтский, разделенные относительно водоупорными породами кампана и верхнего сантона. Воды первого из этих водоносных горизонтов обычно пресные гидрокарбонатные, но встречаются и сульфатные воды с общей минерализацией до 2 г/л. Мощный водоносный маастрихтский горизонт содержит пресные (до 0,6 г/л) гидрокарбонатные воды.

Южнее, в районе устья р. Усы и Самарской луки, в пределах Жигулевского вала, правый берег сложен карбонатными, сильнотрещиноватыми и закарстованными породами верхнего карбона, нижней перми и казанского яруса верхней перми. Верхняя часть этой толщи дренирована, а в нижней заключен единый водоносный горизонт, имеющий свободную поверхность и гидравлически связанный с реками и водохранилищем. Подземные воды по преимуществу пресные, гидрокарбонатные. В условиях подпора в этом горизонте наблюдается постоянный подземный поток из водохранилища в нижний бьеф плотины в обход ее правого плеча и через Волго-Усинский водораздел.

Левый берег Волги пологий и низкий, вдоль него развиты пойма и четыре надпойменные террасы. Пойма до затопления возвышалась над меженным уровнем реки на 7–12 м. Ширина ее колеблется от нескольких сотен метров до 20–25 км в месте слияния рек Камы и Волги. Мощность современных аллювиальных отложений, слагающих пойму, до 20–25 м. Они представлены в основном мелко- и тонкозернистыми песками. В нижней части разреза пески более крупные с гравием и галькой. Подчиненное значение имеют тонкие иловатые глины и суглинки, обычно развитые в верхней части пойменных отложений.

Абсолютные отметки поверхности и ширина надпойменных террас соответственно составляют: I — от 40 до 60 м и от 0,3–0,5 до 6–7 км; II — от 50 до 62 м и 2,5–2 км; III — в среднем около 100 м и от 10–15 до 30 км; IV — от 80–140 м до 4,5 км. Наибольшее распространение имеет III терраса, уступ которой хорошо выражен. Остальные прослеживаются лишь на отдельных участках. Поверхность их в разной степени расчленена, обычно наклонена в сторону реки, но иногда (III и II) заметно понижается к тыловому шву, образуя вытянутую ложбину. Вблизи



бровки III террасы, а местами и на II развиты песчаные бугры и дюны.

Террасы сложены мощной толщей аллювиальных, в меньшей степени эоловых, элювиально-делювиальных и болотных отложений. Грунтовые воды, приуроченные к этой толще пород, образуют единый водоносный горизонт, дренировавшийся Волгой и ее притоками (рис. 6 и 7).

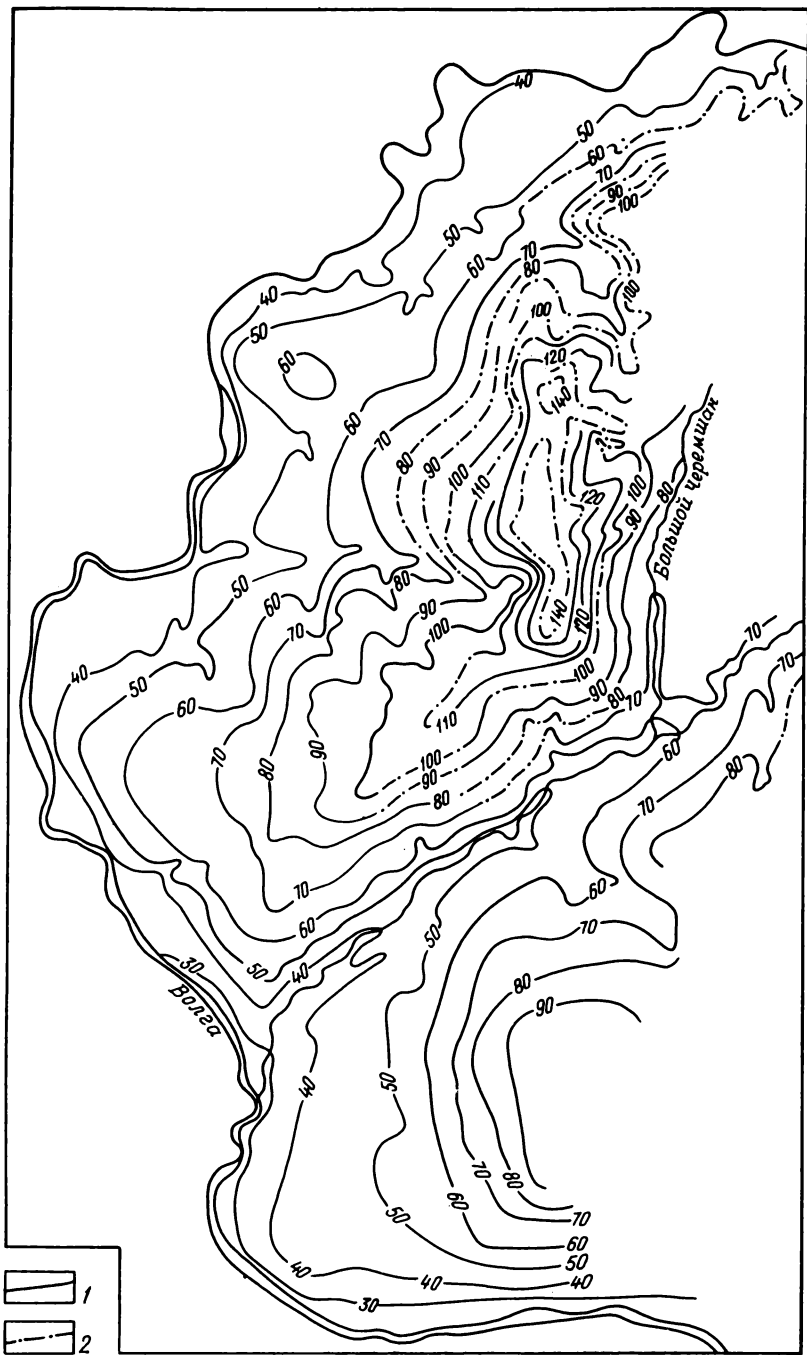
При относительной пестроге и изменчивости состава пород строение их толщи имеет общие характерные черты: в верхней части обычно преобладают суглинки, а в нижней, большей по мощности, пески с подчиненными прослоями связных пород. К основанию толщи пески становятся более грубыми, иногда содержат гравий и гальку. Вниз по течению реки пески делаются более однородными, а по направлению от тыловых частей террас к их бровкам крупность песков несколько увеличивается и возрастает их общая роль в разрезе аллювия. Соответственно меняются и фильтрационные свойства пород. В среднем для песков преобладают коэффициенты фильтрации порядка 1–5 м/сут (наибольшие до 20–25 м/сут), а для суглинков 0,05–0,1 м/сут.

Четвертичные аллювиальные отложения почти повсеместно подстилаются песчано-глинистыми породами верхнего неогена (плиоцена). Плиоценовые отложения сложены песками разной зернистости от мелкозернистых до крупнозернистых с гравием и галькой и глинами от песчаных до плотных тяжелых разностей. Прослой глиен не выдержаны по мощности и простираию, и поэтому между аллювием и породами верхнего неогена нет выдержанных водоупоров. Наличие в толще неогена значительных прослоев глиен создает местные напоры, величина которых достигает 15–30 м. Статические уровни неогенового водоносного горизонта устанавливаются на одних уровнях с грунтовыми водами аллювия. Когда же пески аллювия залегают непосредственно на песках верхнего неогена, образуется единый грунтовой неоген-четвертичный водоносный горизонт (рис. 8, 9). Водоупором водоносного горизонта являются глины различного возраста: кинельские, нижнемеловые, верхнеюрские и татарские; в северной и северо-восточной частях территории – глины и аргиллиты татарского яруса поздней перми; к югу от р. Майны – глины поздней юры и раннего мела; южнее р. Большой Черемшан – глины раннего мела и в самой южной части – глины кинельской свиты позднего неогена.

Зона аэрации представлена преимущественно суглинками, реже песками. Естественная влажность и недостаток насыщения суглинков меняются в значительных пределах в зависимости от состава, сложения и положения уровня грунтовых вод относительно поверхности земли. В среднем недостаток насыщения суглинков в зоне до 2 м от зеркала грунтовых вод составляет 0,07–0,08, от 2 до 5–6 м – 0,11–0,15, а от 6 м и выше –

Рис. 6. Схематическая карта глубин залегания грунтовых вод левобережья Волги до создания Куйбышевского водохранилища.

Глубина залегания грунтовых вод, м: 1 – 0,0–4,0; 2 – 4,0–10,0; 3 – 10,0–20,0; 4 – более 20; 5 – 0,0–20,0



0,16–0,18. Недостаток насыщения песков более постоянен и в среднем равен 0,2–0,3.

В естественных условиях преобладали грунтовые воды гидрокарбонатного состава, к югу их минерализация возрастала и в тыловых частях террас на отдельных участках достигала 3–5 г/л, увеличивалось содержание сульфатов и хлоридов.

Наибольшие колебания уровня грунтовых вод наблюдались вблизи речных русел и заливаемой весенними паводками поймы. В долине Волги колебания достигали 10–11 м, в долинах рек Камы, Большой Черемшан и других не превышали 3–5 м.

Изменение гидрогеологических условий после создания водохранилища

После создания водохранилища в его пределах пойма, бо́льшая часть первой и частично вторая надпойменные террасы были затоплены. Грунтовые воды I, II и III надпойменных террас, залегающие выше отметки подпорного горизонта (53 м), подверглись влиянию подпора, в результате чего в гидрогеологических условиях произошли значительные изменения.

Так, во всех наблюдательных створах, по данным М.Р. Никитина, отмечался подъем уровня грунтовых вод. Величина подпора уменьшается с удалением от плотины. В 1955 г. при частичном наполнении водохранилища до отметки 40–45 м депрессионная поверхность грунтовых вод имела крутое падение в сторону берега на расстояние до 4 км, а далее повышалась в сторону водоразделов. При заполнении до отметки НПГ (1957 г.) наблюдался дальнейший подъем уровня грунтовых вод в береговой зоне и постепенное распространение подпора в глубь берега. Гидроизогипсы на летний период 1972 г. в условиях стабилизации подпора подземных вод показаны на рис. 10, а глубина залегания грунтовых вод — на рис. 11.

После стабилизации подпора грунтовых вод их режим в некотором удалении от водохранилища сохранил водораздельный характер, но в прибрежной полосе шириной до 3–4 км он приобрел "приводохранилищный" вид. Здесь колебания уровня грунтовых вод отражают изменение горизонта водохранилища, его сработки и подъемы.

После заполнения водохранилища на ряде участков прибрежной зоны произошло увеличение минерализации грунтовых вод и изменение их химического состава. Воды из гидрокарбонатно-кальциево-магниевого типа перешли в сульфатный с повышенным содержанием хлоридов. Повышение минерализации и изменение состава грунтовых вод определяют уменьшением скорости движения подземных вод и повышением их уровня.

Рис. 7. Схематическая карта гидроизогипс левобережья Волги на период межени до создания Куйбышевского водохранилища (декабрь 1959 г.).

1 – гидроизогипсы; 2 – то же, предполагаемые

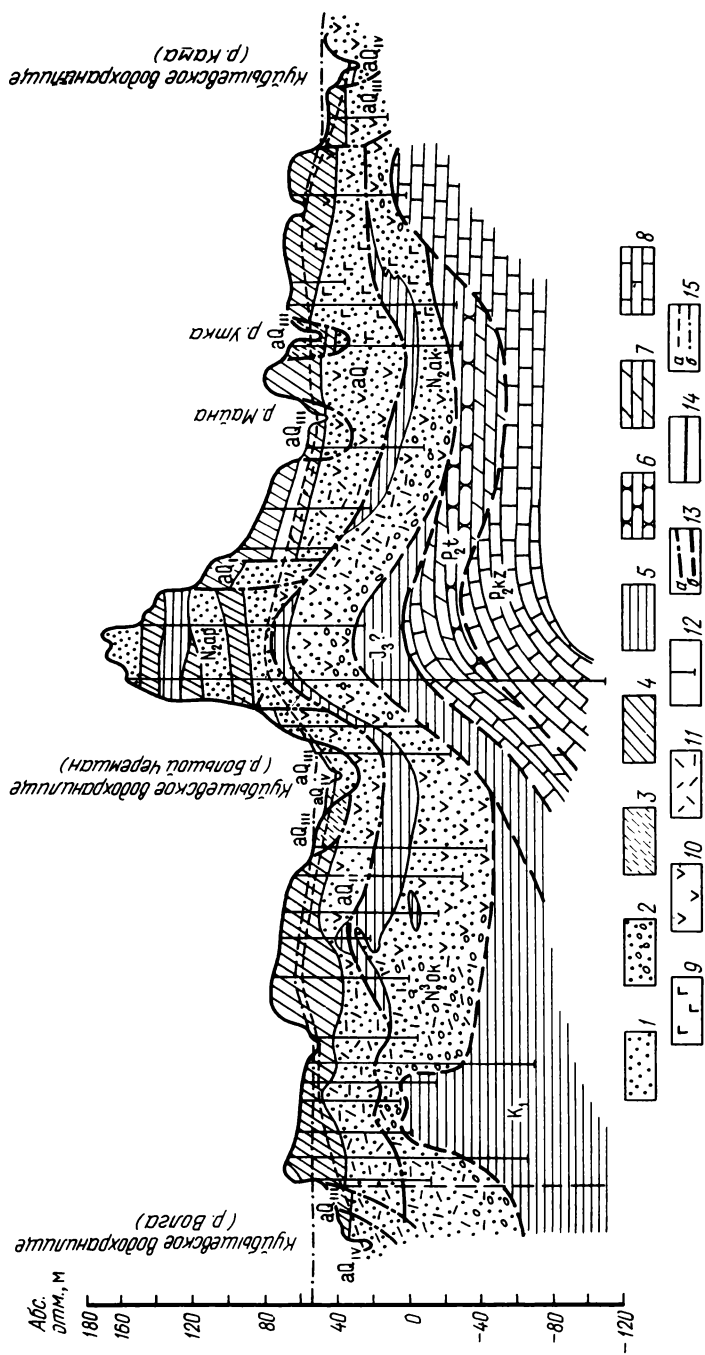


Рис. 8. Гидрогеологический разрез по линии I-I (см. рис. 16).

Литологический состав: 1 – пески мелкозернистые; 2 – пески разнородные с гравием и галькой; 3 – супеси; 4 – суглинки; 5 – глины; 6 – песчаники; 7 – мертели; 8 – известняки. Водопроницаемость, м²/сут: 9 – 100–200; 10 – 200–300; 11 – более 500. Прочие обозначения: 12 – скважины; 13 – стратиграфические границы; а – установленные, б – предполагаемые; 14 – литологические границы; 15 – уровень грунтовых вод (а – до подпора, б – после подпора)

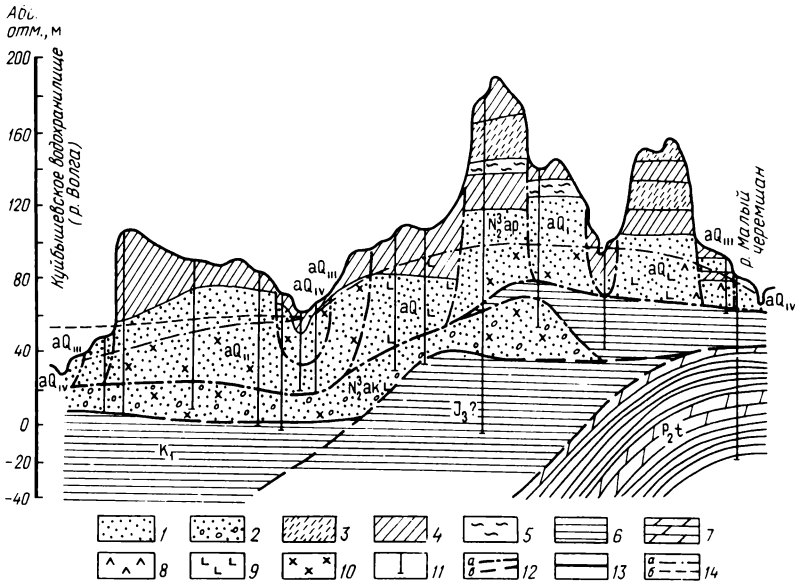


Рис. 9. Гидрогеологический разрез по линии II-II (см. рис. 16).

Литологический состав: 1 – пески мелкозернистые; 2 – пески разнозернистые с гравием и галькой; 3 – супеси; 4 – суглилки; 5 – глины четвертичные; 6 – глины коренные; 7 – мергели. Водопроницаемость, м²/сут: 1 – 100–200; 2 – 200–500; 3 – более 500. Прочие обозначения: 11 – скважины; 12 – стратиграфические границы (а – установленные, б – предполагаемые); 13 – литологические границы; 14 – уровень грунтовых вод (а – до подпора, б – после подпора)

В результате инженерно-геологических исследований, проведенных в 1952–1953 гг. для обоснования проекта Куйбышевского водохранилища, специалистами Всесоюзного гидрогеологического треста были составлены прогнозы подпора грунтовых вод и подтопления территории для ряда участков берега водохранилища. Как отмечает М.Р. Никитин [8], эти прогнозы в соответствии с доступной в то время методикой расчетов основывались на очень значительной схематизации гидрогеологических условий. Толщи водоносных пород рассматривались обычно как однородные, а водоупорное ложе принималось горизонтальным. Допускалось, что поток грунтовых вод является одномерным (плоским), пополнение водохранилища до проектной отметки (НПГ) произойдет мгновенно, а уровень его останется постоянным. Изменения в инфильтрационном питании грунтовых вод не учитывались. Эти упрощения, отмеченные М.Р. Никитиным, а иногда и ошибки в выборе значений гидрогеологических параметров обуславливали низкую оправдываемость прогноза подпора подземных вод, составленных в 1952–1953 гг., на что указывают данные наблюдений Средневолжской гидрогеологической станции.

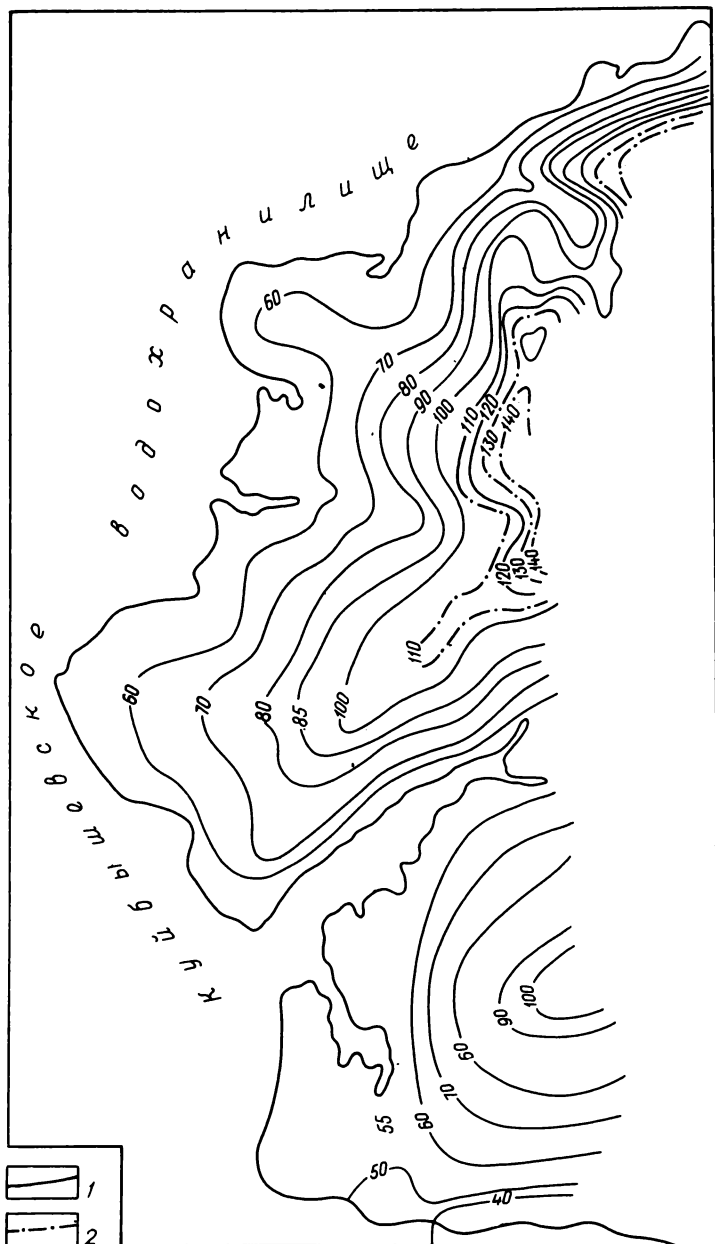


Рис. 10. Схематическая карта гидроизогипс левобережья Куйбышевского водохранилища (сентябрь 1972 г.).

1 – гидроизогипсы; 2 – то же, предполагаемые

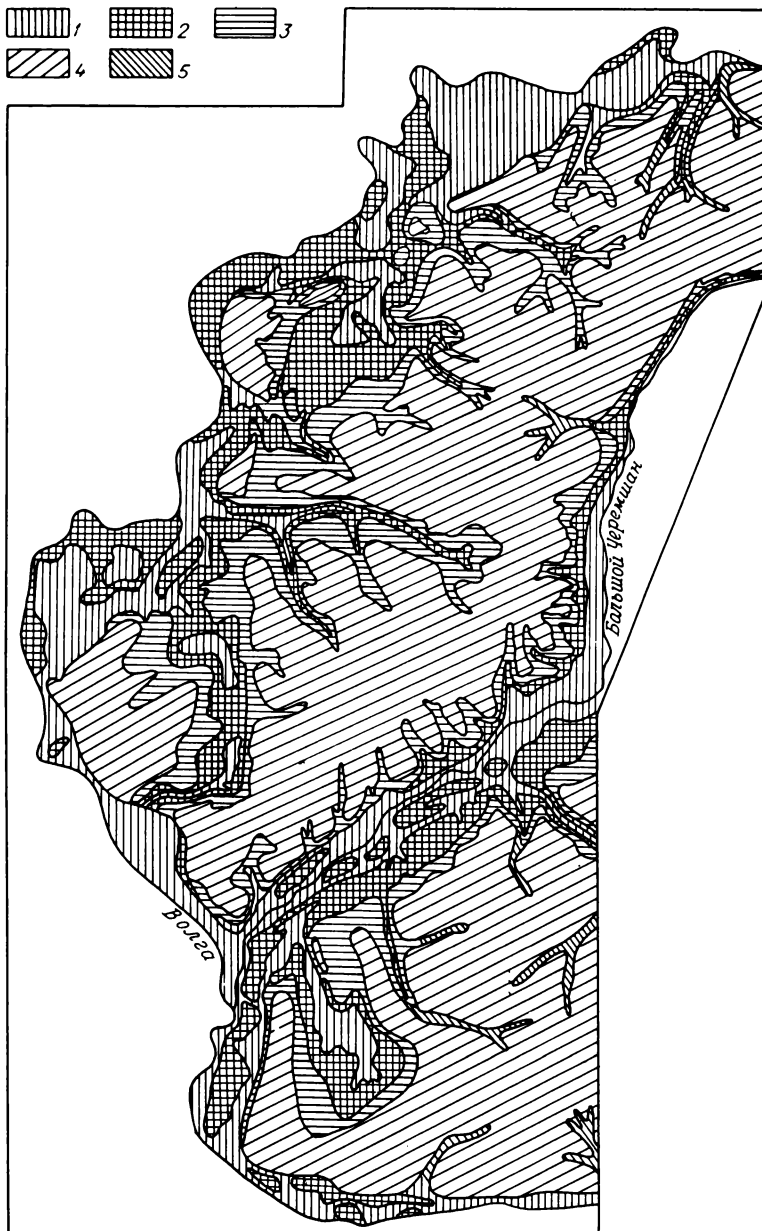


Рис. 11. Схематическая карта глубин залегания грунтовых вод левобережья Куйбышевского водохранилища.

Глубина залегания грунтовых вод, м: 1 – 0,0–4,0; 2 – 4,0–10,0; 3 – 10,0–20,0; 4 – более 20; 5 – 0,0–20,0

Наиболее полная картина формирования подпора грунтовых вод III надпойменной террасы в головной части водохранилища рассматривается на Волго-Сусканском водоразделе (или Ставропольском массиве), где режим грунтовых вод изучался по значительному числу наблюдательных скважин Выселкского, Ставропольского, Степано-Разинского, Новобритовского, Даниловского, Санчелевского и Комсомольского гидрогеологических постов. III надпойменная терраса на этом участке была обращена к Волге четким уступом, высота которого над урезом Волги составляла 30–35 м, а над поверхностью I надпойменной террасы, прислоненной здесь к III террасе, достигала 20–28 м. На западе, вблизи бровки уступа, поверхность III террасы имеет абсолютные отметки 75–80 м и опускается до отметок 52–54 м на востоке, где ее прорезает неглубокая долина р. Сускан. Река не имеет постоянного течения. Ширина ее поймы 1,5–2,0 км с абсолютными отметками поверхности 48–51 м. Переход к III надпойменной террасе постепенный.

В верхней части мощностью от 5–8 до 25 м разрез террасы представлен суглинками с прослоями супесей и песков, а в нижней (20–24 м) — преимущественно песками от мелкозернистых до крупнозернистых с гравием и галькой в подошве толщи. Аллювиальные отложения подстилаются плотными плиоценовыми глинами, которые вскрываются на абсолютных отметках +9–12 м.

На участке повсеместно развит грунтовой водоносный горизонт, залегающий до подпора на глубине от 3–7 до 25–32 м, на абсолютной отметке 48–50 м на севере и 35–42 м на юге. Водоносными породами являются пески и суглинки, фильтрационные свойства которых пестрые: от 0,01–0,8 м/сут для суглинков до 10–25 м/сут для крупнозернистых песков. Поток грунтовых вод был направлен к рекам Волге и Большой Черемшан; дренирующее влияние р. Сускан сказывалось в небольшой степени.

При заполнении водохранилища рассматриваемый участок III террасы превратился в полуостров, омываемый на западе и юге водохранилищем в долине Волги, а на севере и северо-востоке его заливом в долинах рек Большой Черемшан и Сускан.

В период проектирования для выявления возможности подтопления сел Светлое Озеро и Татарские Выселки были выполнены расчеты подпора по ряду поперечников, из которых расчетный поперечник, идущий с юга на север, совпадает со створом существующих сейчас наблюдательных скважин (рис. 12 и 13). Расчеты производились по уравнениям одномерного фильтрационного потока в конечных разностях Г.Н. Каменского. При этом отметка подпора была принята равной +90 м, мощность водоносного горизонта — 50 м, коэффициент фильтрации песков — 7 м/сут, недостаток насыщения — 0,1, наполнение водохранилища до отметки НПГ мгновенное, уровень его постоянный.

По данным прогноза, на участке с. Светлое Озеро через 5 лет после наполнения водохранилища должно было произойти подтопление, а уровень грунтовых вод — достигнуть своей предельной высоты. На участке с. Татарские Выселки распространение подпора прогнозировалось более

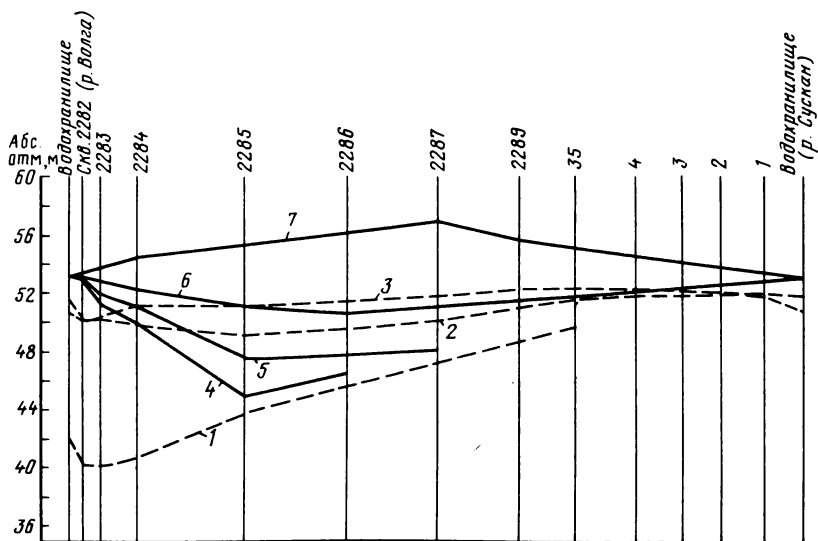


Рис. 12. График сравнения прогнозных уровней грунтовых вод с фактическими на Волго-Сусканском водоразделе.

Фактические уровни грунтовых вод: 1 — на 1956 г.; 2 — на 1961 г.; 3 — на 1965 г.; прогнозные уровни через: 4 — 5 лет; 5 — 10 лет; 6 — 50 лет после наполнения водохранилища; 7 — при стабилизации подпора

медленным. Предполагалось, что через 50 лет грунтовые воды поднимутся лишь до глубины 4–8 м от поверхности земли, а подтопление наступит только в конечную стадию формирования подпора, когда грунтовые воды достигнут отметок 56–58 м и глубина их залегания будет менее 2,0 м. Эти расчеты значительно разошлись с фактическими данными.

Фактические подпор грунтовых вод на Ставропольском массиве развивался следующим образом (табл. 2). В 1955 г., когда была затоплена пойма Волги, уровень воды повысился на I надпойменной террасе. Весной и летом 1956 г. водохранилище подошло вплотную к уступу III надпойменной террасы и высота подпора здесь составила в прибрежной части 6–8 м. Создались обратные уклоны в сторону водораздела, и зеркало грунтовых вод приобрело в разрезе вид вогнутой кривой с наименьшими отметками на участке скв. 2284 на расстоянии 2,4 км от водохранилища; на расстоянии около 6 км (скв. 2285) подпор грунтовых вод практически не оказал влияния. Его формирование ускорилось с весны 1957 г., когда была достигнута проектная отметка НПГ, а высота подпора на уре-зе составила 9,6–10,8 м. К октябрю 1957 г. подпор распространился на расстоянии 12–15 км. В последующие годы наблюдались дальнейший подъем грунтовых вод, смещение в сторону водораздела оси депрессии и общее выполаживание депрессионной кривой, что отражено на схемах гидроизогипс (рис. 14). Выпуклую форму зеркало грунтовых вод при-

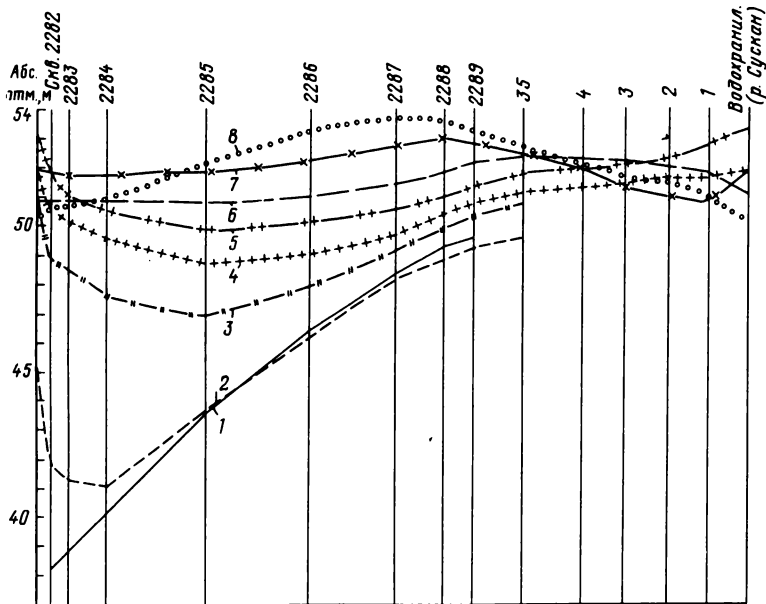


Рис. 13. График формирования зеркала грунтовых вод на Волго-Сусканском водоразделе.

1 — на 1955 г.; 2 — на 1956 г.; 3 — на 1958 г.; 4 — на 1960 г.; 5 — на 1962 г.; 6 — на 1964 г.; 7 — на 1968 г.; 8 — на 1973 г.

обрело после 1963 г. В краевых частях массива установился режим грунтовых вод, тесно связанный с сезонными колебаниями уровня водохранилища, а в его средней части (скв. 2286—2289) еще продолжался общий медленный подъем грунтовых вод.

Ширина зоны приводохранилищного вида режима грунтовых вод непостоянна и зависит от амплитуды колебания уровня водохранилища. В среднем она составляет 5—6 км. Сезонный режим характеризуется весенним подъемом, летне-осенним высоким положением и осенне-зимним спадом.

На расстоянии 5—6 км от водохранилища (скв. 2286, 2287, 2288, 2289) влияние сезонных колебаний не отражается на режиме грунтовых вод.

Заниженные скорости формирования подпора в средней части водораздела объясняются неверным выбором расчетной схемы (одномерный фильтрационный поток вместо двухмерного или даже трехмерного) и основного расчетного параметра — коэффициента уронеупроводности, который был сильно занижен. В определенной степени сказалось также увеличение инфильтрационного питания грунтовых вод.

Режим грунтовых вод изучался по наблюдательным скважинам Вологжниковского и Старо-Майнского постов. Характерный для этой части

Формирование подпора грунтовых вод на Ставропольском массиве по годам

Таблица 2

Номер скважины	Уровни воды (в абс. отм.) на 1 октября													
	1955	1956	1957	1958	1959	1960	1961	1962	1963	1964	1965	1966	1967	1968
Водохранилище (р. Волга)	27,44	45,57	52,40	52,40	52,43	51,86	52,44	54,38	50,82	50,95	52,68	51,52	50,56	51,82
2282	38,29	41,82	47,89	48,95	49,78	—	50,58	51,58	51,00	50,24	51,73	51,62	51,11	51,71
2283	38,85	41,34	46,67	48,66	49,73	50,15	50,52	51,13	51,02	51,09	51,33	51,47	51,09	51,85
2284	40,37	41,08	44,85	47,66	49,98	49,61	50,03	50,59	50,91	51,00	51,41	51,62	51,54	51,80
2285	43,65	43,74	45,14	46,99	48,05	48,73	49,31	49,91	50,46	50,83	51,24	51,02	51,71	51,96
2286	46,48	46,33	47,00	47,97	48,61	49,08	49,66	50,22	50,67	51,10	51,54	51,78	51,79	52,27
2287	48,45	48,33	48,86	49,45	49,74	50,15	50,66	51,02	51,49	52,01	52,14	52,75	52,75	52,91
2288	49,27	—	—	—	—	—	—	—	51,41	51,86	52,21	52,17	52,42	53,03
2289	49,66	49,37	50,07	50,38	50,60	50,75	51,23	51,45	51,68	52,23	52,47	52,26	52,42	52,93
35	—	49,46	50,59	50,84	51,02	51,11	51,61	51,82	51,89	52,34	52,39	—	52,07	52,56
4	—	—	—	—	—	51,27	51,77	51,93	51,87	52,24	52,25	52,10	51,72	52,08
3	—	—	—	—	—	51,49	51,91	52,09	51,85	52,12	52,14	52,06	51,26	51,46
2	—	—	—	—	—	51,69	52,06	52,27	51,87	51,95	52,07	51,86	51,06	51,11
1	—	—	—	—	—	51,66	51,95	52,06	51,76	51,69	51,83	51,69	51,00	50,81
Водохранилище (р. Сускан)	—	—	—	—	—	51,80	52,40	53,30	50,91	50,91	50,91	52,63	50,55	51,98

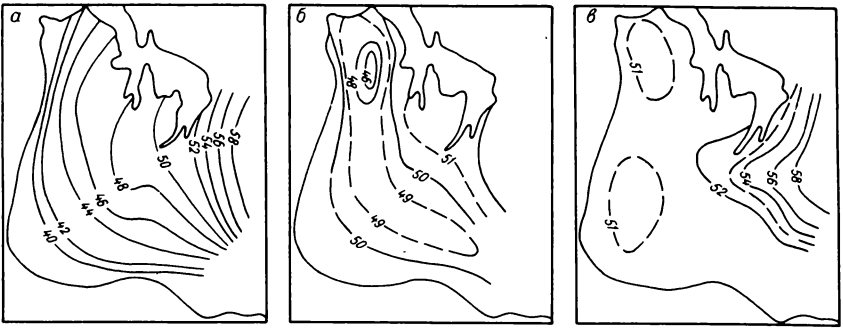


Рис. 14. Схема гидроизогипс на Ставропольском массиве.

Гидроизогипсы: а – на 1954 г.; б – на 1960 г.; в – на 1967 г.

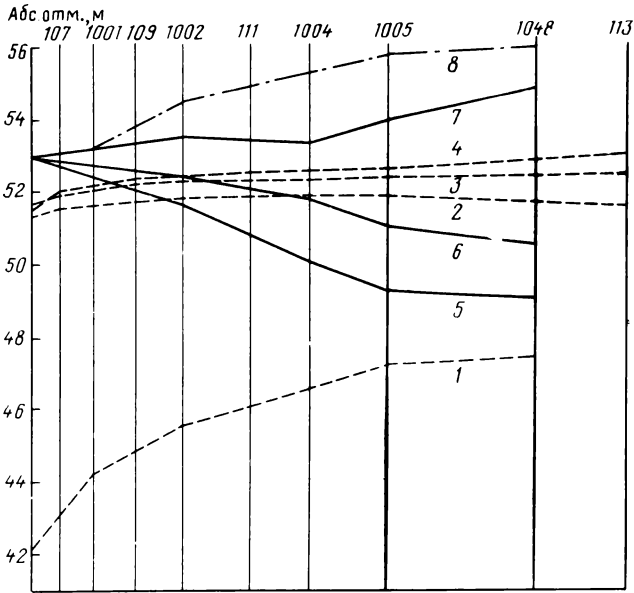


Рис. 15. График сопоставления прогнозных и фактических уровней на участке Старая Майна.

Фактические уровни грунтовых вод: 1 – на 1953 г.; 2 – на 1959 г.; 3 – на 1961 г.; 4 – на 1966 г., прогнозные уровни через: 5 – 5 лет, 6 – 10 лет, 7 – 50 лет после наполнения водохранилища; 8 – при стабилизации уровня

участок с. Старая Майна расположен на III надпойменной террасе Волги. Он прорезан долиной р. Майны, в которой развиты пойма и две надпойменные террасы. Тыловой шов поймы р. Майны имеет абс. отметки 48–49 м, I надпойменной террасы – около 54 м, а II террасы – 60 м. Поверхность III надпойменной террасы Волги постепенно повышается до отмет-

ки 76 м. Слагающие участок аллювиальные отложения представлены вверху суглинками, а в нижней части песками, мощность отложений 45–60 м. На абс. отметке +20 вскрыты глины и мергели татарского яруса.

Грунтовые воды аллювиальных отложений до подпора залегают на глубине от 4 до 25 м. Поток грунтовых вод был направлен к рекам Волге и Майне и имел радиальный характер.

Для участка Старая Майна прогноз подпора грунтовых вод первоначально основывался на расчетах по аналитическим формулам Н.Н. Веригина и Г.Н. Каменского (стационарный подпор), по уравнению одномерного фильтрационного потока в однородной толще пород (коэффициент уровняпроводности около $300 \text{ м}^2/\text{сут}$) при мгновенном наполнении водохранилища. Результаты этого прогноза по одному из расчетных створов изображены на рис. 15. Этот прогноз был уточнен М.А. Вевировской моделированием неустановившейся фильтрации на гидравлическом интеграторе системы В.С. Лукьянова. Задача решалась как двумерная в плане при иных значениях расчетных гидрогеологических параметров (коэффициент уровняпроводности около $600 \text{ м}^2/\text{сут}$) и с учетом инфильтрационного питания грунтовых вод (70 мм/год), но также при мгновенном наполнении водохранилища. По этому прогнозу подтопление должно было распространиться на всю II надпойменную террасу р. Майны через 10 лет после наполнения, а через год и 5 лет соответственно на 300 и 500 м от уреза водохранилища.

Развитие подпора грунтовых вод в средней части водохранилища началось с весны 1950 г., когда была затоплена пойма р. Волги и поймы ее притоков (реки Майна, Утка, Калмаюр и др.) в их устьевых частях. В районе с. Старая Майна создавался небольшой обратный уклон грунтовых вод, а подпор распространился на расстояние до 1,0 км. Весной 1957 г., когда уровень водохранилища достиг отметки 53,0 м, повсеместно создались обратные уклоны зеркала грунтовых вод, которые распространились до 1,0–1,5 км от водохранилища. Подъем грунтовых вод за этот год составил от 0,33 до 4,47 м. В последующие годы депрессионные кривые постепенно приобретают выпуклую форму и обратные уклоны наблюдаются только в паводковый период. Подъем продолжался до 1962 г., после чего в 1963–1964 гг. произошел спад, связанный с низкими уровнями водохранилища. За период с 1957 до 1962 г. подпор распространился на расстояние 4–7 км, на большем расстоянии сохранился естественный режим грунтовых вод. Зона, где режим грунтовых вод зависит от сезонных колебаний водохранилища, имеет ширину до 3–4 км. При большей ширине режим грунтовых вод и в условиях их подпора определяется влиянием климатических факторов.

На Старо-Майнском участке в настоящее время зона приводохранилищного режима грунтовых вод распространяется до 2,2 км от водохранилища, на Волостниковском участке — до 1,5 км.

Сопоставление прогнозных расчетов подпора грунтовых вод по аналитическим формулам с фактическими данными показывает, что скорость формирования подпора (за исключением прибрежной зоны) по прогно-

зу оказалась сильно заниженной, а высота конечного подпора столь же преувеличенной. В обоих случаях ошибки объясняются пренебрежением радиальным характером потока грунтовых вод и, кроме того, в первом случае — неверным выбором значения коэффициента урвннепроводимости, а во втором — неучетом колебаний горизонта водохранилища.

Гораздо ближе в действительности оказался прогноз с помощью моделирования на гидравлическом интеграторе, хотя и в этом случае фактические уровни грунтовых вод вблизи берега водохранилища в первые годы формирования подпора были ниже прогнозных, поскольку сработка при моделировании не учитывалась; в целом же большую точность этого прогноза обеспечили учет радиальности потока грунтовых вод и удачный выбор значения коэффициента урвннепроводности. Последнее подтверждается выполненными позднее расчетами этого коэффициента по данным о колебаниях уровня грунтовых вод в прибрежной зоне. Средняя его величина при этом составила $580 \text{ м}^2/\text{сут}$, что близко к принятой при моделировании.

В верховьях водохранилища режим грунтовых вод изучается по скважинам Мелекесского поста, расположенного на р. Большой Черемшан, и Алексеевского поста на р. Кама.

Рассмотрим материалы Алексеевского поста, находящегося на южном берегу Камского залива Куйбышевского водохранилища, большей своей частью расположенного на левобережной низкой надпойменной террасе р. Камы, отметки поверхности которой в прибрежной части составляют 54–58 м. Уступ террасы к пойме, затопленной в настоящее время водами водохранилища, хорошо выражен лишь в восточной части участка, где его бровка прослеживается на отметках 53–55 м. В западной части поверхность террасы постепенно снижается к пойме. В центральной части и по восточной окраине участка терраса прорезана сухими оврагами глубиной 3–5 м, в устьевых частях которых образовались узкие заливы водохранилища.

Терраса сложена четвертичными отложениями. Вверху залегают пылеватые легкие и средние суглинки мощностью от 5 до 10 м. Ниже преимущественно тяжелые суглинки, иногда глины, мощность которых в среднем 8 м. Суглинки подстилаются тонко- и мелкозернистыми песками, вверху иногда пылеватыми и глинистыми, а в нижней части гравелистыми, местами со слоем мелкой гальки и гравия в основании. Мощность песков 10–12 м.

В основании террасы, имеющей отметку 38–40 м, залегают окремненные доломиты казанского яруса.

До подпора уровень грунтовых вод в западной части участка находился на глубине 2,5–4,5 м, а в восточной — на глубине 4–8 м, что соответствовало отметкам 50–55 м. Ниже вся толща четвертичных отложений была насыщена водой, но благодаря наличию в средней части толщи слоя тяжелых суглинков и глин воды песков имели напор и их пьезометрические уровни, хотя и были близки к уровню грунтовых вод в суглинках, не совпадали с ним.

Первоначальный прогноз подпора подземных вод на территории

**Высота установившегося подпора грунтовых вод
(Алексеевский участок)**

Номер скважины	Расстояние от берега водохранилища, м	Фактическая высота подпора за год, м		Высота подпора по прогнозу, м			
		наибольшая	средняя	по методу ЭГДА для уровней водохранилища		в конечных разностях для НПГ	по формулам одномерного потока для НПГ
				тах	НПГ		
2	225	2,56	2,03	2,5	2,1	2,1	2,2
3	507	1,89	1,45	1,9	1,7	1,7	2,0
4	785	1,58	1,11	1,6	1,4	1,4	1,9

с. Алексеевского основывался на расчетах по формулам одномерной фильтрации Г.Н. Каменского для установившегося подпора и Н.Н. Веригина для неустановившегося. Наличие заливов водохранилища не учитывалось. Водосодержащая толща четвертичных отложений была приведена к однородной, подстилающие ее казанские карбонатные породы рассматривались как водоупор. Уровень водохранилища принят мгновенно установившимся, сохраняющим отметку НПГ (53 м).

Сравнение результатов прогноза с фактическими данными показало, что при прогнозе значительно занижена скорость формирования подпора, предельная же его величина несколько преувеличена.

Уточнение прогноза подпора подземных вод на Алексеевском участке выполнено М.Р. Никитиным в 1963 г. Было принято, что развитые здесь отложения имеют в схеме двухслойное строение, причем водопроницаемость нижнего водоносного слоя, образованного аллювиальными песками и подстилающими их трещиноватыми породами казанского яруса, бесконечно велика по сравнению с проницаемостью верхнего слоя (суглинки и глины). Считалось, что фильтрационный поток, который до подпора в схеме был близок к одномерному, после подпора благодаря наличию оврагов становится двухмерным в плане. Прогноз исходил из расчетного гидрографа водохранилища, достаточно близко аппроксимирующего реальный гидрограф. В соответствии с этим прогноз подпора напорных вод нижнего слоя для разных положений уровня водохранилища был осуществлен путем моделирования по методу ЭГДА и с помощью расчетов в конечных разностях (двухмерная в плане задача). Колебания уровня грунтовых вод с суглинках были получены для отдельных точек расчетом по приближенной формуле в конечных разностях для двухслойной толщи. Данные, приведенные в табл. 3, показывают хорошую сходимость результатов уточненных прогнозов с данными фактических наблюдений.

Влияние Куйбышевского водохранилища на ресурсы и запасы подземных вод

Расчет эксплуатационных ресурсов подземных вод произведен балансовым методом путем определения составных частей балансового уравнения (1). Региональная оценка эксплуатационных ресурсов указанным методом выполнена на основе специального гидрогеологического районирования территории путем выделения районов с определенными значениями водопроводимости (km), мощности водоносного пласта (m), величины недостатка насыщения (μ).

Гидрогеологическое районирование и выбор параметров водоносного горизонта. Расчетам естественных и искусственных ресурсов и запасов подземных вод предшествовало гидрогеологическое районирование территории по величинам водопроводимости и максимальному допустимому понижению.

Гидрогеологическое районирование было выполнено для естественных условий и на период установившегося движения грунтовых вод после создания водохранилища.

Для расчетов водопроводимости использовались данные опытных и опытно-эксплуатационных откачек.

Водопроводимость определялась в основном по формуле

$$km = \frac{Aq}{S \left(1 - \frac{1}{2}\right)}, \quad (65)$$

где k – коэффициент фильтрации, м/сут; q – удельный дебит скважины, л/с; S – понижение уровня при откачке, м; m – мощность водоносного пласта, м; A – коэффициент, зависящий от отношения длины фильтра и мощности водоносного горизонта (для совершенных скважин равен 130, для несовершенных рассчитывается по таблице).

Рассматриваемая территория характеризуется значительными величинами водопроводимости от 50 до 2500 м²/сут, что определяется большими мощностями водоносной толщи и наличием в нижней ее части крупнозернистых песков с гравием и галькой.

На картах специального гидрогеологического районирования выделяются районы со следующими величинами водопроводимости: до 100 м²/сут, 100–200 м²/сут, 200–500 м²/сут и более, подразделяющиеся на подрайоны по величине допустимого максимального понижения, для определения которого была построена вспомогательная карта мощностей водоносного горизонта. Мощности водоносной толщи колеблются от 10 до 90 м; максимально возможные понижения уровня, принимаемые для грунтовых вод равными половине мощности, колеблются от 5 до 45 м.

На карте специального гидрогеологического районирования до создания Куйбышевского водохранилища (рис. 16) выделены четыре гидрогеологических района.

Первый гидрогеологический район с водопроводимостью более

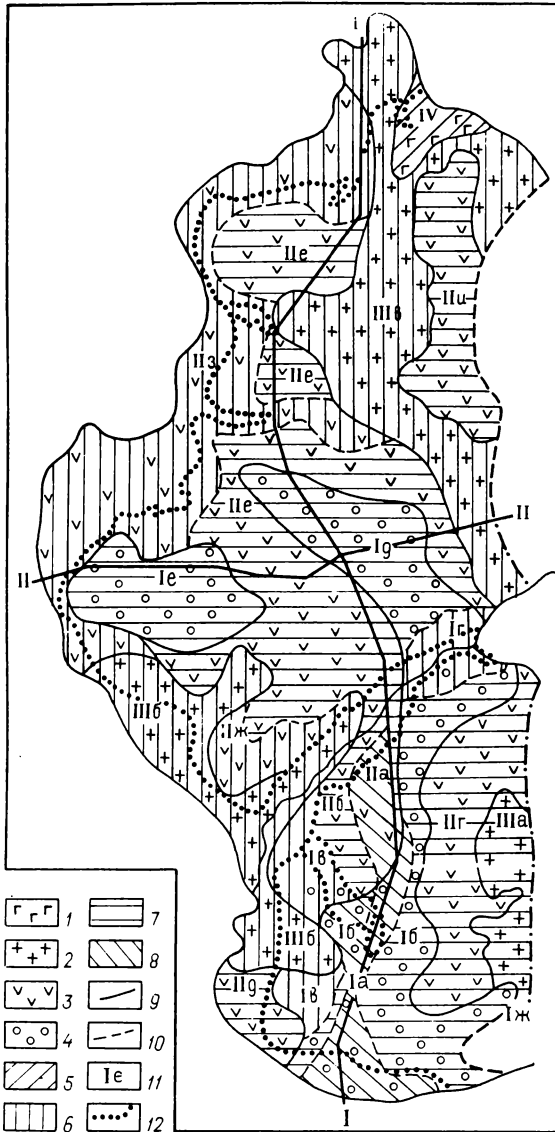


Рис. 16. Схематическая карта специального гидрогеологического районирования левобережья Волги до создания Куйбышевского водохранилища.

Водопроницаемость ($m^2/сут$): 1 – менее 100; 2 – 100–200; 3 – 200–500; 4 – более 500. Максимально допустимые понижения, (м): 5 – менее 10; 6 – 10–20; 7 – 20–30; 8 – более 30; 9 – границы гидрогеологических районов; 10 – границы подрайонов; 11 – номера гидрогеологических районов и подрайонов; 12 – граница водохранилища

500 м²/сут подразделен на семь подрайонов (от Ia до Iж). Средние величины водопроводимости по этому району колеблются в пределах 656–881 м²/сут, а допустимые понижения составляют 10,5–32,0 м.

Второй гидрогеологический район с водопроводимостью 200–500 м²/сут разделен на девять подрайонов (IIa–IIи). Средние величины водопроводимости по этому району составляют 202–492 м²/сут, а допустимые понижения – 15,5–37,0 м.

Третий гидрогеологический район с водопроводимостью 100–200 м²/сут разделен на три подрайона (IIIa–IIIв). Средние величины водопроводимости – 100–200 м²/сут, а понижения – 14,5–24,5 м.

Четвертый гидрогеологический район с водопроводимостью менее 100 м²/сут характеризуется средней величиной водопроводимости 77 м²/сут и допустимым понижением 6,5 м.

На карте гидрогеологического районирования после создания водохранилища выделены те же четыре гидрогеологических района (рис. 17).

Первый гидрогеологический район подразделен на семь подрайонов (Ia–Iж). Средние величины водопроводимости по этому району равны 546–1088 м²/сут, а максимально допустимые понижения составляют 12,0–33,5 м.

Второй гидрогеологический район разделен на восемь подрайонов (IIa–IIз). Средние значения водопроводимости от 288 до 486 м²/сут, а допустимые понижения – 14,0–59,5 м.

Третий гидрогеологический район разделен на четыре подрайона (IIIa–IIIг). Средние величины водопроводимости – 150–184 м²/сут, допустимые понижения – 15,5–24,5 м.

Четвертый гидрогеологический район, как и в естественных условиях, характеризуется величиной водопроводимости 77 м²/сут и допустимым понижением 6,5 м.

Приведенные выше данные указывают на то, что в результате подпора подземных вод увеличились величины допустимых понижений и водопроводимости.

Коэффициент водоотдачи (μ) определялся по данным гранулометрического состава водоносных пород и принят в пределах 0,1–0,25.

Наибольшее значение $\mu = 0,25$ принято для крупнозернистых песков с большим содержанием гравия и гальки; 0,20 – для разнозернистых песков с примесью гравия и гальки; 0,15 – для среднезернистых песков и 0,10 – для мелкозернистых и тонкозернистых песков.

Определение эксплуатационных ресурсов грунтовых вод. Определение эксплуатационных ресурсов грунтовых вод в зоне подпора Куйбышевского водохранилища было выполнено на основе методических рекомендаций по оценке влияния равнинных водохранилищ на ресурсы и запасы подземных вод, изложенных в гл. II.

Естественные ресурсы грунтовых вод определялись как расход грунтового потока, что позволяет учитывать питание водоносного горизонта за счет атмосферных осадков, поглощения поверхностного стока и перетекания из других водоносных горизонтов.

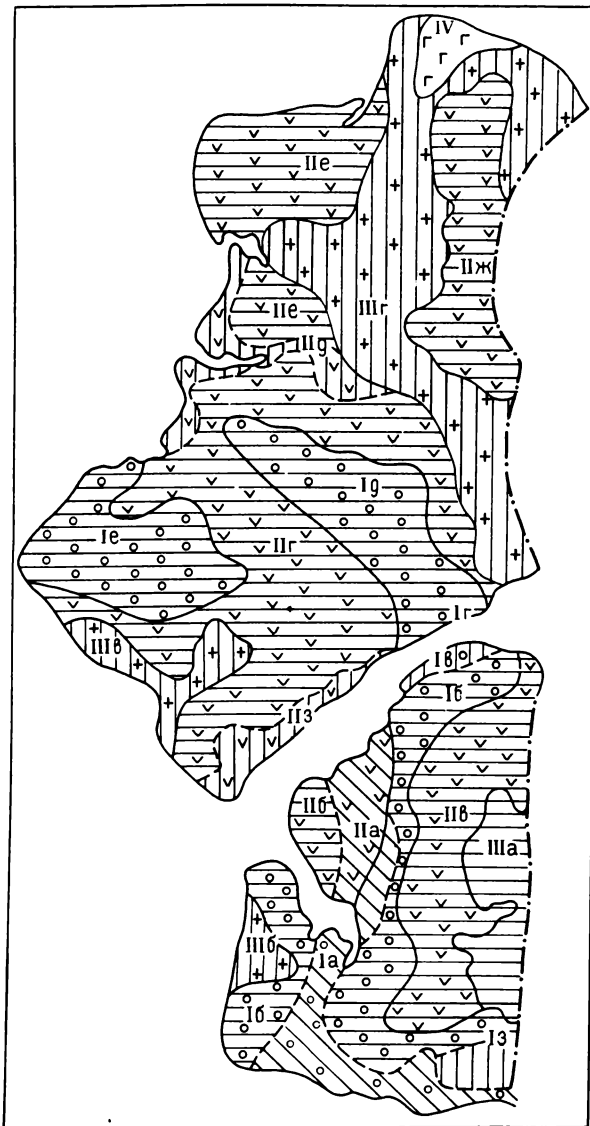


Рис. 17. Схематическая карта специального гидрогеологического районирования левобережья Куйбышевского водохранилища. Условные обозначения см. на рис. 16.

Расчет естественных ресурсов грунтовых вод до и после создания водохранилища велся по блокам, расположенным по направлению грунтового потока, по формуле

$$Q_e = km_{\text{ср}} IB, \quad (66)$$

где $km_{\text{ср}}$ — средняя величина водопроницаемости по району; I — гидравлический уклон; B — ширина потока по блоку.

В результате выполненных расчетов общая величина естественных ресурсов грунтовых вод до создания водохранилища (разгрузка в р. Волгу) составила $547036 \text{ м}^3/\text{сут}$, а после создания (разгрузка в водохранилище) — $427735 \text{ м}^3/\text{сут}$. Уменьшение естественных ресурсов на $11930 \text{ м}^3/\text{сут}$ объясняется затоплением части территории и уменьшением гидравлических уклонов.

Естественные запасы грунтовых вод определялись также для условий до и после создания водохранилища по формуле (32).

Объем водоносного пласта V_0 определяется как произведение мощности (m) водоносного пласта на площадь района (F).

Естественные запасы до создания водохранилища рассчитывались по районам с одинаковой мощностью водоносных пород (рис. 18) по формуле

$$V_e = \mu F_{\text{ср}} m_{\text{ср}}.$$

Естественные запасы после создания водохранилища рассчитывались по той же карте с вычетом площадей, затопленных водохранилищем.

Расчетные данные и полученные величины естественных запасов грунтовых вод по отдельным районам и в целом по территории сведены в табл. 4.

Естественные запасы до создания водохранилища составляли $8287,8 \times 10^7 \text{ м}^3$, после создания они уменьшились до $6902,1 \cdot 10^7 \text{ м}^3$. Величина уменьшения естественных запасов равна $1385,7 \cdot 10^7 \text{ м}^3$, что составляет около 15 % естественных запасов до создания водохранилища.

Искусственные ресурсы грунтовых вод в период установившегося движения равны нулю. В зоне обходной фильтрации искусственные ресурсы в период установившегося движения достигают максимальной величины и составляют 230 л/с.

Искусственные запасы грунтовых вод формируются в зоне подпора водохранилища и на конечную стадию развития подпора достигают наибольшей величины, которая обусловлена увеличением мощности водоносного горизонта при подпоре, что, в свою очередь, определяется местоположением участка — расстоянием его от плотины и берега водохранилища. Расчеты искусственных запасов (рис. 19) выполнялись для каждого района по формуле

$$V_{\text{и}} = F_i m_{\text{ср}} \mu.$$

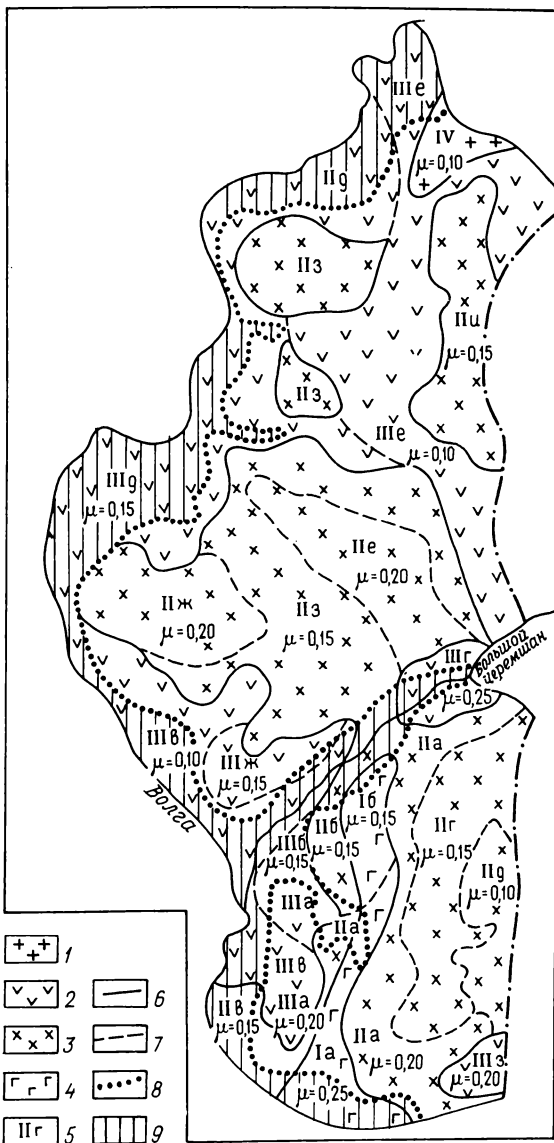


Рис. 18. Схема для расчета естественных запасов грунтовых вод до и после создания Куйбышевского водохранилища.

Мощности водовмещающих пород, м: 1 – 10–20; 2 – 20–40; 3 – 40–60; 4 – более 60; 5 – номера гидрогеологических районов и подрайонов; 6 – границы районов с различными мощностями водовмещающих пород; 7 – границы подрайонов с различными величинами водоотдачи; 8 – граница площади затопления; 9 – площади, затопленные водохранилищем

Расчеты естественных запасов до и после создания Куйбышевского водохранилища

Номер гидрологического района	Номер подрайона	До создания водохранилища				После создания водохранилища				Величина уменьшения естественных запасов, м ³
		Площадь F, км ²	Водоотдача (недостаток) μ	Мощность водоносного горизонта m, м	Естественные запасы V _е , м ³	Площадь F, км ²	Водоотдача (недостаток) μ	Мощность водоносного горизонта m, м	Естественные запасы V _е , м ³	
I	Ia	373,6	0,25	64	$597,8 \cdot 10^7$	207,0	0,25	64	$331,2 \cdot 10^7$	$226,6 \cdot 10^7$
	Iб	204,4	0,20	74	$226,9 \cdot 10^7$	182,0	0,20	74	$202,0 \cdot 10^7$	$24,9 \cdot 10^7$
Всего		578,0	-	-	$824,7 \cdot 10^7$	389,0			$533,2 \cdot 10^7$	$251,5 \cdot 10^7$
II	IIa	971,1	0,20	42	$816,2 \cdot 10^7$	918,0	0,20	42	$771,1 \cdot 10^7$	$45,1 \cdot 10^7$
	IIб	215,0	0,15	40	$129,0 \cdot 10^7$	152,0	0,15	40	$912,0 \cdot 10^7$	$37,8 \cdot 10^7$
	IIв	180,0	0,15	46	$124,2 \cdot 10^7$	63,0	0,15	46	$43,5 \cdot 10^7$	$80,7 \cdot 10^7$
	IIг	757,0	0,15	45	$511,0 \cdot 10^7$	757,0	0,15	45	$511,0 \cdot 10^7$	-
	IIд	317,0	0,10	49	$155,3 \cdot 10^7$	317,0	0,20	49	$155,3 \cdot 10^7$	-
	IIе	618,0	0,20	61	$754,0 \cdot 10^7$	618,0	0,20	61	$754,0 \cdot 10^7$	-
	IIж	577,3	0,20	49	$565,8 \cdot 10^7$	577,3	0,20	49	$565,8 \cdot 10^7$	-
	IIз	2146,5	0,15	55	$1770,9 \cdot 10^7$	2100,0	0,15	55	$1732,5 \cdot 10^7$	$38,4 \cdot 10^7$
IIи	566,5	0,15	48	$407,9 \cdot 10^7$	566,5	0,15	48	$407,9 \cdot 10^7$	-	
Всего		6348,4	-	-	$5234,3 \cdot 10^7$	6068,8			$5853,1 \cdot 10^7$	$202,0 \cdot 10^7$

III	IIIа	220,9	0,20	32	141,4 · 10 ⁷	185,0	0,20	32	118,4 · 10 ⁷	23,0 · 10 ⁷
	IIIб	86,0	0,15	38	49,0 · 10 ⁷	13,5	0,15	38	77,0 · 10 ⁷	174,7 · 10 ⁷
	IIIв	984,9	0,10	29	285,6 · 10 ⁷	382,5	0,10	29	110,9 · 10 ⁷	174,7 · 10 ⁷
	IIIг	200,0	0,25	21	105,0 · 10 ⁷	137,0	0,25	21	71,9 · 10 ⁷	33,1 · 10 ⁷
	IIIд	1912,5	0,15	31	889,3 · 10 ⁷	814,0	0,15	31	378,5 · 10 ⁷	510,8 · 10 ⁷
	IIIе	1651,5	0,10	31	512,0 · 10 ⁷	1475,0	0,10	31	457,5 · 10 ⁷	54,5 · 10 ⁷
	IIIж	266,0	0,15	34	135,7 · 10 ⁷	257,0	0,15	34	131,1 · 10 ⁷	4,6 · 10 ⁷
	IIIз	84,0	0,20	24	40,3 · 10 ⁷	84,0	0,20	24	40,3 · 10 ⁷	—
	Всего	5405,8	—	—	2158,3 · 10 ⁷	3348,0	—	—	1385,5 · 10 ⁷	975,4 · 10 ⁷
	IV	157,8	0,10	13	205,0 · 10 ⁷	156,0	0,10	13	20,3 · 10 ⁷	0,2 · 10 ⁷
Итого	12490,6	—	—	8422,3 · 10 ⁷	9961,8	—	—	7792,1 · 10 ⁷	1429,1 · 10 ⁷	

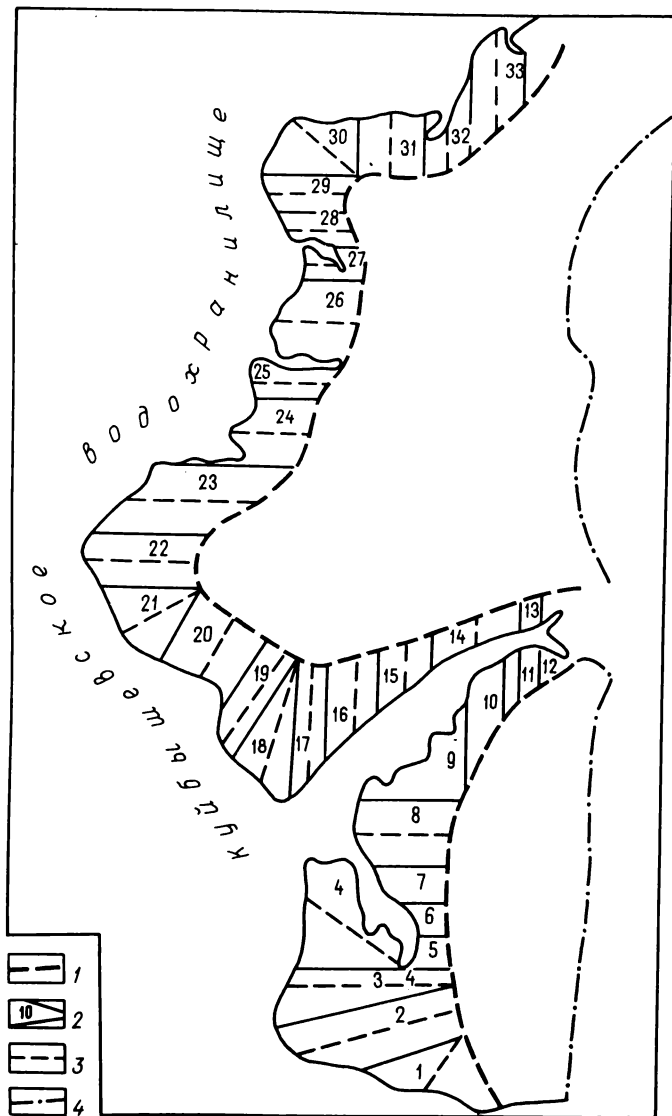


Рис. 19. Схема для расчета искусственных запасов левобережья Куйбышевского водохранилища.

1 – граница выклинивания подпора; 2 – граница и номер расчетного сечения; 3 – средняя линия расчетного сечения; 4 – линия подземного водораздела

Расчет искусственных запасов

Номер расчетного сечения	Площадь расчетного сечения, м ²	Средняя мощность обводненной толщи, м	Величина искусственных запасов, м ³
1	174,5	7,8	18,6 · 10 ⁷
2	250,2	7,8	19,5 · 10 ⁷
3	122,3	7,5	9,2 · 10 ⁷
4	193,1	10,0	19,3 · 10 ⁷
5	37,8	2,2	8,3 · 10 ⁷
6	37,8	3,0	1,1 · 10 ⁷
7	77,4	4,5	3,5 · 10 ⁷
8	205,2	5,2	10,7 · 10 ⁷
9	125,3	3,5	4,4 · 10 ⁷
10	102,6	2,5	7,3 · 10 ⁷
11	48,6	1,5	3,6 · 10 ⁷
12	36,0	1,0	3,6 · 10 ⁷
13	21,0	1,5	3,1 · 10 ⁷
14	76,5	2,5	1,9 · 10 ⁷
15	48,6	3,5	1,7 · 10 ⁷
16	126,5	4,5	5,5 · 10 ⁷
17	108,0	5,5	8,4 · 10 ⁷
18	140,7	6,0	8,4 · 10 ⁷
19	11,4	6,5	13,7 · 10 ⁷
20	211,6	6,5	13,7 · 10 ⁷
21	123,5	6,5	8,0 · 10 ⁷
22	106,2	6,0	6,4 · 10 ⁷
23	276,0	4,8	13,2 · 10 ⁷
24	136,8	3,8	5,2 · 10 ⁷
25	62,4	3,5	2,2 · 10 ⁷
26	147,4	3,0	4,4 · 10 ⁷
27	49,5	2,0	9,9 · 10 ⁷
28	58,5	2,0	1,2 · 10 ⁷
29	77,4	2,0	1,5 · 10 ⁷
30	120,2	1,8	2,2 · 10 ⁷
31	133,2	1,8	2,4 · 10 ⁷
32	70,6	1,6	1,1 · 10 ⁷
33	139,5	1,6	2,2 · 10 ⁷
Итого			225,4 · 10 ⁷

Величина μ для всей территории принята равной 0,1, так как затоплены в основном тонко- и мелкозернистые пески, супеси и суглинки.

Данные расчетов искусственных запасов по отдельным скважинам

сведены в табл. 5. Общая величина искусственных запасов равна $189,0 \times 10^7 \text{ м}^3$.

Расчет искусственных запасов сделан по среднегодовым уровням грунтовых вод, поэтому их величины также являются средними между запасами на максимальное и минимальное положения уровней грунтовых вод.

Гидравлическая связь грунтовых вод Волжской речной долины с поверхностными водами создает возможность для устройства инфильтрационных водозаборов. Расход этих водозаборов можно рассматривать как привлекаемые ресурсы грунтовых вод, т.е. как дополнительный расход грунтовых вод, возникающий при работе водозабора за счет фильтрации из поверхностного водотока. Привлекаемые ресурсы до и после создания водохранилища определялись путем расчета дебитов инфильтрационных водозаборов, условно расположенных по побережью, по формулам (59) и (61).

До создания водохранилища инфильтрационные водозаборы могли располагаться в основном на пойме Волги и ее притоков, где мощности водоносных пород не имели больших величин, а их фильтрационные свойства ниже, чем у пород надпойменных террас. Гидравлическое сопротивление ложа реки здесь значительное (в основном принято 200 и 150).

Привлекаемые ресурсы рассчитаны по отдельным гидрогеологическим районам с различными фильтрационными свойствами и мощностями пород согласно карте гидрогеологического районирования.

При их оценке водоносный горизонт аллювиальных отложений рассматривался ограниченным только с одной стороны – со стороны реки (водохранилища), т.е. применялась схема "полуограниченного пласта". Волга (водохранилище) обладает постоянным водотоком: связь водотока с грунтовыми водами не нарушается, т.е. кривая депрессии не "отрывается" от реки.

Расчет дебитов инфильтрационных водозаборов производится при условии, что водозаборные скважины располагаются в виде линейного ряда, вытянутого параллельно берегу реки (водохранилища). Расстояние ряда от реки 100 м; расстояние между скважинами в ряду 100 м; диаметр водоприемной части 0,1 м. Исходя из реальных геологических и гидрогеологических условий, были намечены участки, перспективные для заложения водозаборов. Сопротивление русловых отложений и несовершенство русла реки учитывались путем введения в расчетах величины гидравлического сопротивления Δl . Общая величина привлекаемых ресурсов составила 90880 л/с.

После создания водохранилища условия для заложения инфильтрационных водозаборов улучшились. Ввиду отсутствия значительных площадей мелководий, инфильтрационные водозаборы рекомендуется размещать на III и II надпойменных террасах.

Расчет привлекаемых ресурсов также велся в пределах гидрогеологических районов карты специального гидрогеологического районирования. Данные расчета сведены в табл. 6.

Расчет привлекаемых ресурсов до и после создания Куйбышевского водохранилища

Таблица 6

Номера районов и подрайонов	Длина береговой линии L, км	Величина водопроводимости к _т , м ² /сут	Средняя мощность водоносного горизонта m, м	λ, м	l, м	Δl, м	Линейный модуль M _л л/(с·км)	Привлекаемые ресурсы Q ^п = M _л l, л/с	Номер районов и подрайонов	Длина береговой линии L, км	Водопроводимость k _т , м ² /сут	Средняя мощность водоносного горизонта m, м	λ, м	l, м	Δl, м	Линейный модуль M _л л/(с·км)	Привлекаемые ресурсы Q ^п = M _л l, л/с
До создания водохранилища	Ia	28,5	881	64	100	150	766,82	21509,30	Ia	47	1088	67	100	150	991,40	46595,80	
	Iб	22,2	788	42	100	150	450,11	9992,44	Iб	41,4	990	48	100	150	642,27	26590,0	
	IIд	25,5	322	46	100	150	201,44	5196,72	IIIб	16,5	184	37	100	200	80,33	1325,45	
	IIIб	74,25	138	29	100	200	47,22	3506,09	IIб	30	288	40	100	150	156,67	4700,0	
	IIa	165,9	398	31	100	150	167,80	27838,02	IIa	19,2	305	79	100	150	327,69	6291,65	
	IIв	33,0	151	31	100	200	55,24	1827,92	IIr	24,3	546	26	100	150	193,07	4691,6	
После создания водохранилища	IIIб	85,8	138	29	100	200	47,22	4051,48	IIr	8,7	866	61	100	150	718,43	6250,34	
	IIc	28,5	349	55	100	150	261,05	7439,93	IIIr	30,0	151	31	100	200	55,24	8394,26	
	Ir	48	699	21	100	100	150	159,63	9582,24	IIIв	35,7	181	34	100	200	72,61	2592,53
										Ie	38,1	652	50	100	150	443,36	16392,02
	сего								90944,14	IIд	81,0	309	33	100	150	138,68	11233,08
										IIe	93,0	403	49	100	150	268,56	24976,08
									IV	13,5	77	13	100	200	11,81	159,44	
									сего							168871,71	

Привлекаемые ресурсы после создания водохранилища увеличились на 78492 л/с и составили 169370 л/с.

Эксплуатационные ресурсы грунтовых вод левобережья водохранилища характеризуют потенциальные возможности эксплуатации этих вод в пределах рассматриваемого района. Расчет этих ресурсов (до и после создания водохранилища) проведен на основе балансовых уравнений (35) – (38).

Для расчета ресурсов до создания водохранилища было использовано уравнение (35), по которому приняты следующие значения:

1) коэффициенты, характеризующие долю использования ресурсов и запасов грунтовых вод: $\alpha'_1 = 0,8$; $\beta'_1 = 0,5$; $\gamma'_1 = 1$;

2) естественные ресурсы 547036 м³/сут = 6331 л/с;

3) естественные запасы $8287,8 \cdot 10^7$ м³;

4) привлекаемые ресурсы 90880 л/с.

Расчет эксплуатационных ресурсов Q_3 произведен на два периода:

при $t_1 = 25$ лет $Q_3 = 148\,188$ л/с;

при $t_2 = 50$ лет $Q_3 = 122\,570$ л/с.

После создания водохранилища, когда произошло изменение естественных и привлекаемых ресурсов, естественных запасов, а также формирование искусственных ресурсов и запасов, для расчетов было использовано уравнение водного баланса (36), по которому приняты следующие значения:

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

2) естественные ресурсы 427745 м³/сут = 4950,6 л/с;

3) естественные запасы $6902 \cdot 10^7$ м³;

4) искусственные ресурсы 230 л/с;

5) искусственные запасы $189 \cdot 10^7$ м³;

6) привлекаемые ресурсы 169370 л/с.

При расчетах получены следующие значения эксплуатационных ресурсов: при $t_1 = 25$ лет $Q_3 = 219\,504$ л/с; при $t_2 = 50$ лет $Q_3 = 196\,419$ л/с.

Данные приведенных расчетов сведены в табл. 7.

Таблица 7

Величины эксплуатационных ресурсов

Условия	Эксплуатационные ресурсы, л/с при	
	$t_1 = 25$ лет	$t_2 = 50$ лет
До создания водохранилища	148 188	122 070
После создания водохранилища	219 504	196 419
Увеличение эксплуатационных ресурсов	71 316	74 349

Ресурсы и запасы подземных вод в районе влияния Куйбышевского водохранилища по левобережью

Условия	Площадь F , км ²	Естественные ресурсы Q_e , л/с	Естественные запасы V_e , км ³	Искусственные ресурсы (фильтрация в обход плотин) $Q_{и}$, л/с	Потери воды в левый берег водохранилища (искусственные запасы $V_{и}$, км ³)	Привлекаемые ресурсы $Q_{п}$, л/с	Эксплуатационные ресурсы (при $t = 25$ лет) Q_3 , л/с
До создания водохранилища	25 630	8215	113,78	—	—	103084	181 807
После создания водохранилища	20 463	—	97,82	230	6,08	194 172	266 545
Изменения после создания водохранилища *	-5167	-1648	-1596	—	—	+91 088	+84 738

* Величина со знаком плюс (+) указывает на увеличение ресурсов и запасов подземных вод после создания водохранилища, со знаком минус (—) — на уменьшение.

Изменение эксплуатационных ресурсов после создания водохранилища произошло главным образом за счет изменения величины привлекаемых ресурсов, а также за счет искусственных ресурсов и запасов, хотя роль последних по сравнению с привлекаемыми ресурсами незначительна.

Результаты общих расчетов происшедших гидрогеологических изменений на левобережье Куйбышевского водохранилища приведены в табл. 8.

Глава IV. МОДЕЛИРОВАНИЕ НАРУШЕННОЙ ФИЛЬТРАЦИИ ПОДЗЕМНЫХ ВОД В РАЙОНЕ КУЙБЫШЕВСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА

Моделирование нарушенной фильтрации подземных вод проводилось для наиболее изученной южной части, ограниченной с юга и востока р. Волгой, с северо-востока — р. Большой Черемшан и с запада — р. Кондурча. Основные цели моделирования заключались в изучении процесса формирования подпора подземных вод неоген-четвертичного водоносного комплекса в результате заполнения водохранилища, изучении факторов, определяющих развитие подпора, и количественной оценке изменения водообмена

подземных и поверхностных вод. Моделирование проводилось путем решения обратной нестационарной и прогнозной задач с использованием принципа суперпозиции. С помощью обратной нестационарной задачи воспроизводился режим подпора подземных вод от начала заполнения водохранилища до конца 1976 г. С целью составления репрезентативной модели водоносного горизонта уточнялись его фильтрационные параметры. Это, в свою очередь, позволило оценить влияние параметров на режим подпора. Прогнозная задача состояла в воспроизведении подпора подземных вод с 1977 по 2025 г. и решалась в двух вариантах: первый вариант являлся непосредственным продолжением обратной нестационарной задачи, во втором варианте задавалось изменение естественного питания подземных вод при подпоре.

Для оценки изменения водообмена подземных и поверхностных вод в результате заполнения водохранилища проведены балансовые расчеты. Баланс подземных вод в естественных условиях на участке от плотины до верховий водохранилища оценен расчетами исходя из разбивки области координатной сеткой модели. Изменения водообмена подземных и поверхностных вод после создания водохранилища рассчитаны по результатам моделирования.

Построение специализированных карт

Для моделирования подпора подземных вод по материалам Куйбышевской гидрогеологической партии построены схематические карты водопроводимости (рис. 20), недостатка насыщения (рис. 21) и граничных условий (рис. 22).

Построение схематической карты водопроводимости. Исходный материал, положенный в основу карты водопроводимости, весьма разнороден до достоверности. Наиболее достоверны значения водопроводимости, определенные в южной части области моделирования, где проведена оценка эксплуатационных запасов подземных вод. Расчеты проведены в основном по формуле (65). На части территории водопроводимости рассчитана до подпора по состоянию на 1972–1974 гг.

Методика построения карты водопроводимости основана на следующих предпосылках.

1. В связи с тем что водопроводимость при подпоре изменилась незначительно (в пределах 5–10 % от своего среднего значения), ее значение принято постоянным во времени в каждой точке области. Очевидно, для региональной модели указанное изменение параметра лежит в пределах точности его определения и точности построения региональной модели.

2. Построение региональной карты водопроводимости произведено на основе достаточно редкой, неравномерно расположенной сети опорных точек. В связи с этим районирование по величине водопроводимости следует увязывать с геолого-литологическими, гидрогеологическими и геоморфологическими условиями территории. Использование качественной геолого-гидрогеологической информации значительно повышает достоверность построенной карты. Для области моделиро-

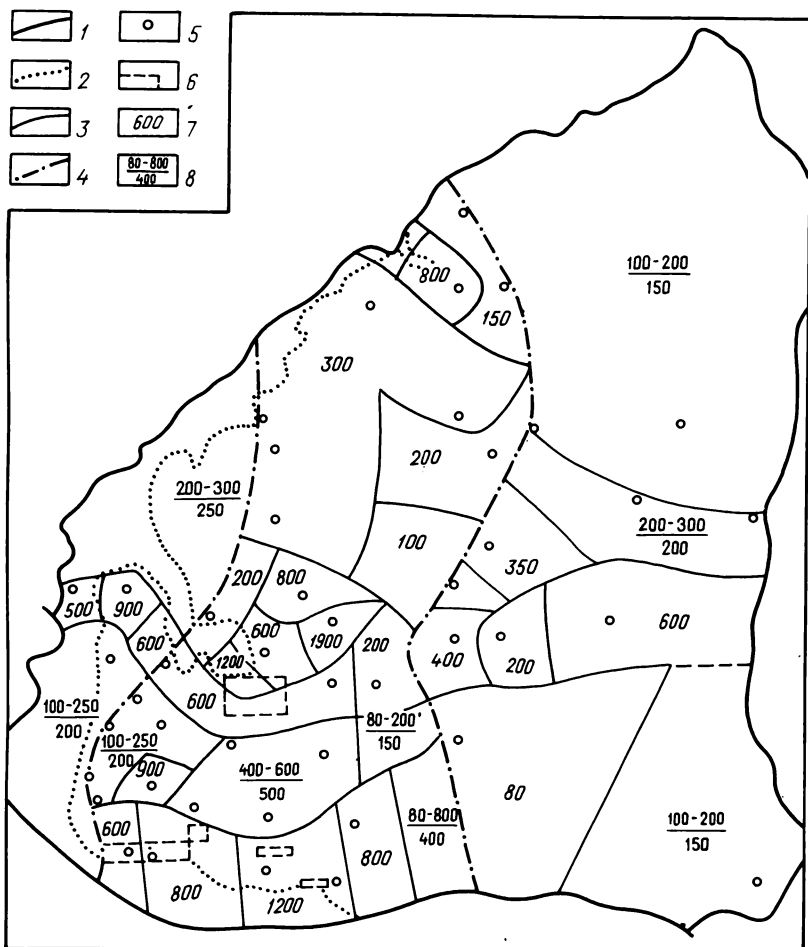


Рис. 20. Схематическая карта водопроницаемости южной части левобережья Куйбышевского водохранилища.

1 – граница области моделирования; 2 – берег водохранилища; 3 – границы зон с расчетными значениями водопроницаемости; 4 – границы области относительно высоких значений водопроницаемости; 5 – скважины; 6 – участок разведочных работ; 7 – расчетное значение водопроницаемости для выделенной зоны, м²/сут; 8 – значения водопроницаемости для выделенной зоны (числитель – пределы изменения водопроницаемости в зоне, знаменатель – расчетные значения водопроницаемости)

вания описанный принцип использован следующим образом. Анализ распределения водопроницаемости, полученный по отдельным точкам, показывает, что ее величина частично связана с колебаниями рельефа кровли нижнего водоупора неоген-четвертичного водоносного комплек-

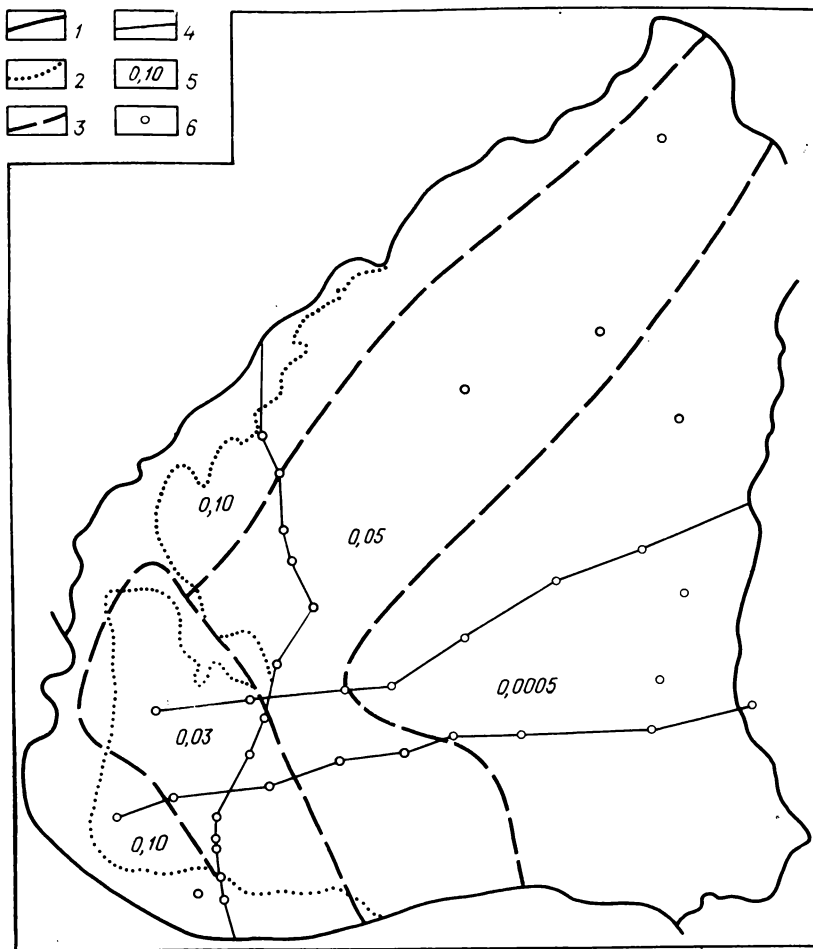


Рис. 21. Схематическая карта коэффициента недостатка насыщения южной части левобережья Куйбышевского водохранилища.

1 – границы области моделирования; 2 – берег водохранилища; 3 – граница зон с различными значениями коэффициента недостатка насыщения; 4 – линии гидрогеологических разрезов, используемые при выделении зон с различными значениями параметра; 5 – расчетные значения коэффициента недостатка насыщения; 6 – скважины

са: максимальная водопроницаемость приурочена к участкам относительного углубления кровли нижнего водоупора. Вероятно, это связано с увеличением мощности грунтового потока при одновременном увеличении мощности грубозернистого материала в нижней части неоген-четвертичных отложений. Для использования выявленной зависимости на карте водопроницаемости по участкам относительно высокого положения кров-

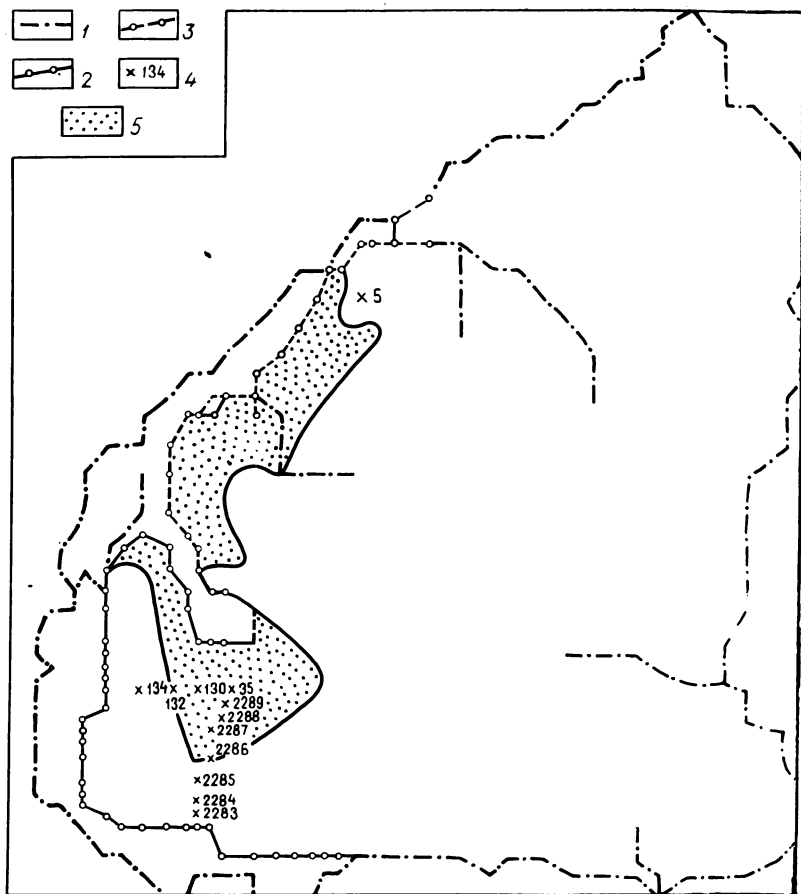


Рис. 22. Схематическая карта граничных условий модели южной части левобережья Куйбышевского водохранилища.

1 – линии задания урезов рек в стационарной задаче или нулевых граничных условий I рода в нестационарной задаче; 2 – линии задания нестационарных граничных условий III рода после установления уреза водохранилища (520 сут по начала заполнения); 3 – линии задания нестационарных граничных условий I рода после установления уреза водохранилища (520 сут от начала заполнения); 4 – положение режимных скважин и их номер; 5 – область возможного изменения величины питания при подпоре

ли нижнего водоупора и по минимальным значениям водопроводимости построены две границы. Для данного построения использованы два широтных и один меридиональный разрез. (см. рис. 8).

В результате в средней части области моделирования был выделен

район меридионального простирания, где отмечается относительное уменьшение водопроницаемости в широтном направлении от центральной части указанного района к периферийным. Определение этой закономерности позволило более целенаправленно построить границы зон с различными расчетными значениями водопроницаемости.

3. Для области моделирования принята кусочно-постоянная модель распределения величины водопроницаемости. Границы между зонами проведены в основном посередине между скважинами с существенно различными значениями водопроницаемости. Расчетные значения соседних зон отличаются друг от друга в 2—4 раза и более. В пределах отдельных зон они выбирались двумя способами: при наличии одной точки с известным значением водопроницаемости это значение округлялось и принималось в качестве расчетного; при наличии более одной опорной точки водопроницаемость определялась как средняя величина между крайними значениями, которые отличаются друг от друга в среднем в 1,5—2 раза. Исключение составляет зона, где крайние значения имеют величины 80—800 м²/сут. Данная зона выделена как переходная (см. рис. 20) в соответствии с обнаруженной ранее тенденцией изменения водопроницаемости в широтном направлении.

Расчетные значения зон изменяются от 80 до 1900 м²/сут, в среднем от 100 до 600 м²/сут. При решении обратной нестационарной задачи принятое зональное распределение водопроницаемости изменялось незначительно, что в общем подтверждает ее достоверность.

Построение схематической карты недостатка насыщения. Методика построения карты недостатка насыщения основана на выделении районов, в которых перемещение депрессионной кривой при подпоре подземных вод происходит в одноименной литологической разности пород. Далее для каждого выделенного района определяется расчетное значение параметра.

Районирование области моделирования по значению коэффициента недостатка насыщения произведено на основе трех гидрогеологических разрезов (одного меридионального и двух широтных), а также по отдельным скважинам (см. рис. 21). По скважинам и гидрогеологическим разрезам выделены районы, в которых происходит перемещение депрессионной кривой в песках, супесях, суглинках и глинах. Расчетные параметры для каждого района взяты по литературным данным и частично по материалам Куйбышевской гидрогеологической партии. Коэффициент недостатка насыщения песчаных отложений принят равным 0,15; для песчано-супесчаных пород — 0,10; для суглинков — 0,05, что, по данным А.В. Лебедева, соответствует в среднем суглинкам низких террас юго-востока европейской части СССР. На восточной части территории, удаленной от берега водохранилища, происходит значительное увеличение глинистости разреза и условия движения подземных вод становятся, по существу, напорными. Здесь рассчитанные значения подъема уровней подземных вод свидетельствуют не о подпоре грунтовых вод, а о возможности изменения величины перетекания напорных вод в грунтовые. При величине упругости 10^{-5} 1/м и средней мощности водоносного го-

ризонта 50 м значение упругой водоотдачи для последнего района принято равным $5 \cdot 10^{-4}$.

Построенная таким образом карты коэффициента недостатка насыщения с выделением области напорной фильтрации частично изменялась в процессе решения обратной нестационарной задачи.

Построение схематической карты граничных условий. Карта граничных условий отражает условия взаимодействия поверхностных и подземных вод. Границы, задающие уровни рек, высоту подпора на урзе водохранилища и др., относятся к узловым точкам сеточной модели, и точность задания геометрии речной сети существенным образом влияет на точность решения. В связи с этим разбивка области проводилась так, чтобы граничные точки оптимально описывали форму поверхностных водотоков (см. рис. 22). На приведенной карте показаны узловые граничные точки, которые моделируют берег Волги и использованы для определения грунтового питания рек до создания водохранилища, а также граничные точки для решения нестационарных задач.

Для оценки грунтового питания рек до создания водохранилища принята предпосылка о совершенной связи подземных и поверхностных вод. В граничные точки модели задан меженный уровень рек. Значения уровней в узлах модели определены интерполяцией по длине рек между точками с известными значениями меженных уровней.

При решении методом суперпозиции нестационарных задач фильтрации берег водохранилища задавался нестационарными граничными условиями III и I рода, притоки — I рода. Параметры граничных условий III рода получены по результатам решения обратной нестационарной задачи.

В соответствии с тремя этапами заполнения водохранилища гидрограф аппроксимировался трехступенчатым графиком с абсолютными отметками уровня 36 и 51 м. Последнее значение представляет собой среднееголетний уровень водохранилища за период его существования. В соответствии с указанной аппроксимацией гидрографа заполнения выделены три последовательных положения уреза берега водохранилища. Для каждого положения вычислялась величина подпора — превышение абсолютной отметки водохранилища над отметкой уровня грунтовых вод в естественных условиях. Указанная величина представляет собой значение граничного условия и по заполнении водохранилища изменялась от 25 м у плотины до 1 м в верховьях р. Большой Черемшан. Значение абсолютных отметок уровней грунтовых вод в естественных условиях получено по карте гидроизогипс (см. рис. 7).

Моделирование смещения берега водохранилища соответственно этапам его заполнения произведено изменением координат граничной точки на сеточной модели согласно новому положению уреза водохранилища. Если берег водохранилища на последующий этап его заполнения смещался на величину, меньшую половины шага разбивки области, изменение координат граничной точки не производилось, изменялось только значение граничного условия — высота подпора на урзе водохранилища.

Для решения обратной нестационарной задачи на карте граничных условий выделен район возможного изменения естественного питания

грунтовых вод при их подпоре. Методика выделения района основана на следующих предпосылках.

При сопоставлении карт глубин залегания уровней грунтовых вод в естественных условиях и по состоянию на 1972 г. после завершения основного формирования подпора выделены зоны существенного изменения глубин залегания (в м) уровней грунтовых вод по следующей схеме:

> 20	→ 10–20
10–20	→ 4–10
4–10	→ 0–4.

Таким образом, для оценки грунтового питания рек до создания водохранилища схематическая карта граничных условий представляет собой схему сеточной области, на которой в граничные узловые точки модели как границы I рода занесены меженные уровни рек. Для нестационарных (обратной и прогнозной) задач карта граничных условий представляет собой схему расположения граничных точек области, задающих берег водохранилища на различных этапах его заполнения, притоки и район возможного увеличения естественного питания грунтовых вод. Берег водохранилища моделируется нестационарными граничными условиями I и III рода, притоки, нижний бьеф водохранилища и верховая его часть — стационарными нулевыми границами I рода. В граничных точках, соответствующих берегу водохранилища после его заполнения, показана высота подпора.

Район возможного увеличения естественного питания грунтовых вод задается как изменение площадного питания водоносного горизонта.

Описание процесса моделирования нарушенной фильтрации в районе левобережья Куйбышевского водохранилища

Воспроизведение режима подпора прошедшего периода существования водохранилища путем решения обратной нестационарной задачи фильтрации. Основные цели моделирования подпора заключались в отработке методики регионального моделирования на сеточных моделях, оценке влияния водохранилища на водообмен подземных вод неоген-четвертичных отложений и уточнении гидрогеологических параметров моделируемой территории. При решении обратной нестационарной задачи предполагалось для района возможного изменения естественного питания получить численное значение этого параметра.

Для моделирования был принят шаг разбивки области от 1200 до 4800 м, в среднем от 2000 до 3000 м. Уменьшение шага производилось в основном с целью максимально возможного точного задания геометрии поверхностных водотоков, особенно побережья водохранилища (см. рис. 22). Для прибрежной зоны водохранилища характерны максимальные величины градиента изменения уровней подземных вод от естественных и, следовательно, для уменьшения ошибки аппроксимации шаг разбивки был сокращен.

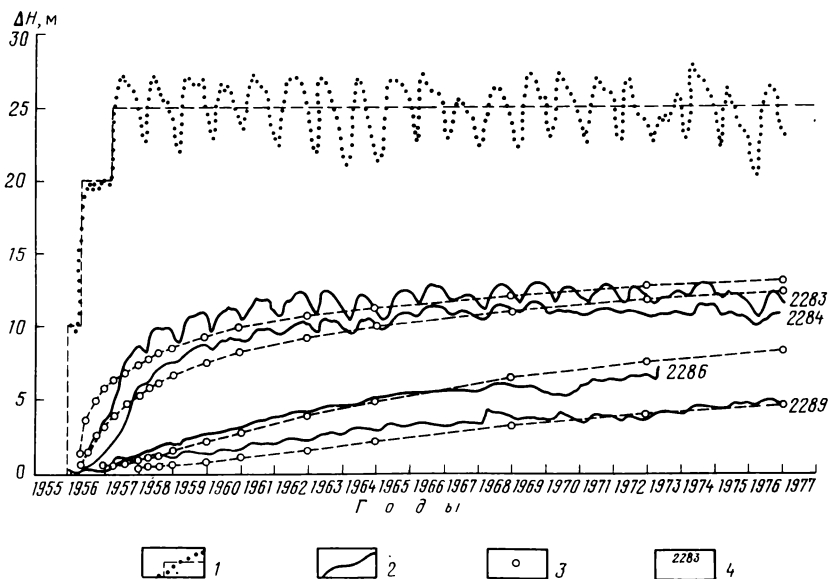


Рис. 23. Аппроксимация гидрографа наполнения водохранилища и сопоставление фактических и модельных кривых подпора южной части левобережья Куйбышевского водохранилища (последний вариант обратной нестационарной задачи).

1 – гидрограф наполнения водохранилища и его аппроксимация; 2 – фактические и модельные кривые подпора; 3 – расчетные точки модельных кривых подпора соответственно выбранным шагам по времени; 4 – номер режимной скважины

Кроме того, обращалось внимание на то, чтобы режимные скважины попадали в узлы сетки сеточной фильтрационной модели. Наконец, в связи с выраженной радиальностью фильтрационного потока форма элементарных ячеек сеточной фильтрационной модели была принята близкой к квадратной.

Шаг по времени на период заполнения водохранилища (около 2 лет) изменялся от 20 до 100 сут, в последующие два года возрастал до 150 сут и далее через шаги 0,5 года, 1 год, 2 года возрастал до 4 лет. Выбор шагов по времени производился соответственно фактическим режимным кривым, расположенным в прибрежной зоне водохранилища (рис. 23, скв. 2283, 2284). Шаг по времени выбирался таким образом, чтобы за период времени, равный этому шагу, величина подпора изменялась не более чем на 10–20 % от своего максимального значения.

Оценка фильтрационных сопротивлений области и временных фильтрационных сопротивлений показала, что диапазон их изменений лежит в пределах технических возможностей вычислительной машины.

При воспроизведении режима подпора уровней подземных вод достоверность модели водоносного комплекса контролировалась по двенадцати режимным скважинам, указанным на карте граничных условий (см. рис. 22). Режимные скв. 2283, 2284, 2285, 2286, 2287, 2288, 2289,

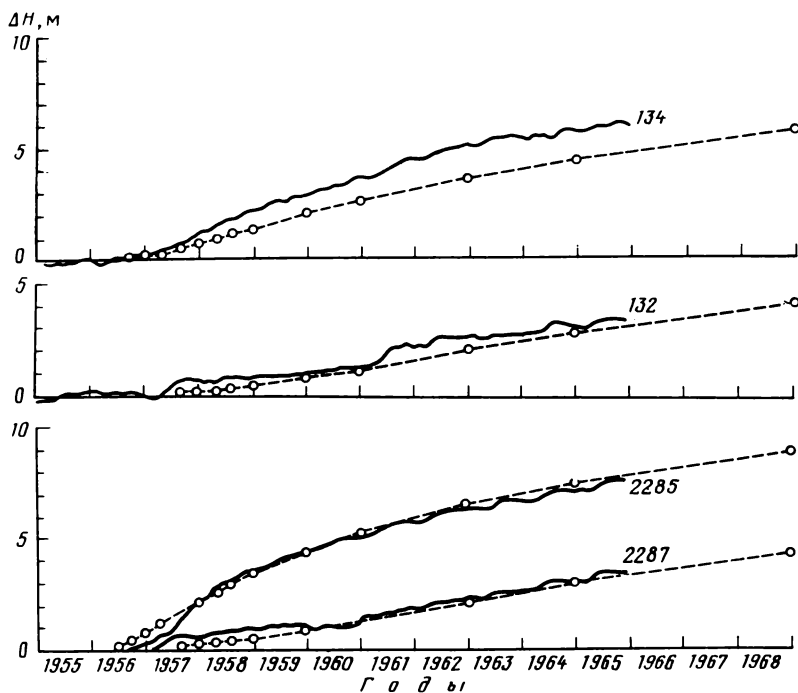


Рис. 24. Сопоставление фактических и модельных кривых подпора для Волго-Сусканского водораздела (последний вариант обратной нестационарной задачи).

Условные обозначения см. на рис. 23

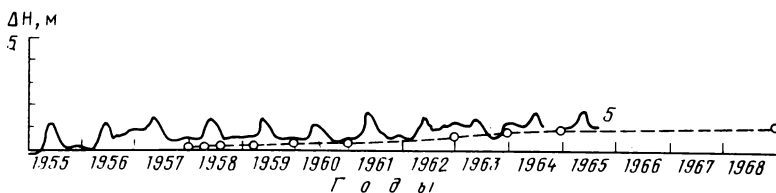


Рис. 25. Сопоставление фактических и модельных кривых подпора для верховой Куйбышевского водохранилища (последний вариант обратной нестационарной задачи). Условные обозначения см. на рис. 23.

134, 132, 130 и 35 сконцентрированы по двум лучам в пределах Волго-Сусканского водораздела, а скв. 5 расположена в северной части области моделирования. Режимная информация различна по периоду наблюдений: часть скважин характеризует период с 1955 по 1976 г., другая — период с 1955 по 1966 г. Неравномерное расположение режимных точек с различными периодом наблюдений определяет существенно различную достоверность модели в разных ее частях на разные моменты времени.

Для воспроизведения подпора подземных вод прошедшего периода существования водохранилища режимные графики уровней подземных вод перестроены в кривые подпора, и далее с целью оценки ошибки

схематизации режимных данных проведен качественный анализ построенных кривых (см. рис. 23; рис. 24, 25).

Перестроение режимных кривых в кривые подпора связано с тем, что моделирование подпора подземных вод произведено в величинах изменений уровней подземных вод и, следовательно, на каждом режимном графике необходимо было выбрать среднее значение глубины залегания уровня грунтовых вод до подпора. Данное значение уровня принято за нулевую отметку, начиная с которой меряется высота подпора. Так как практически для всей территории, не затопленной впоследствии водохранилищем, амплитуда сезонных колебаний уровней подземных вод до создания водохранилища имела значение 0,5–1 м, выбор точки отсчета имеет некоторую неопределенность, выраженную величиной амплитуды. Точка отсчета каждой кривой подпора выбрана как среднее положение уровня грунтовых вод до подпора, расположенное между характерными максимальными и минимальными значениями.

Построенные таким образом фактические кривые подпора характеризуют величину изменения уровней грунтовых вод от среднего их положения до создания водохранилища и на фоне общего увеличения значения подпора во времени имеют периодические колебания, связанные с сезонными колебаниями уровня водохранилища и внутригодовым распределением величины инфильтрации атмосферных осадков. Так как региональное моделирование подпора связано с заданием на модели среднесезонных характеристик режима уровня водохранилища, его притоков и уровней подземных вод, существует ошибка схематизации, характеризующая амплитудой сезонных колебаний уровней подземных вод.

В связи с различными амплитудами сезонных колебаний уровня фактические кривые могут быть подразделены на кривые, характеризующие режим подпора в приводохранилищной зоне (по Г.Н. Каменскому), и кривые, характеризующие водораздельный режим подпора.

К первому из выделенных типов относятся кривые, полученные по скв. 2283, 2284 и 5. До создания водохранилища по скв. 2283, 2284 зафиксирована амплитуда сезонных колебаний уровня до 0,5 м; после заполнения водохранилища произошел сдвиг уреза и скважины попали в приводохранилищную зону с амплитудой сезонных колебаний уровня до 1–2 м. Колебания уровня в скважинах связаны с сезонными колебаниями уровня воды в водохранилище.

Скв. 5 находится в верховьях водохранилища и после его заполнения практически не изменила своего положения относительно береговой линии. При этом существует равенство сезонных колебаний уровня подземных вод до и после подпора. Режим подпора здесь сказывается в слабом подъеме уровня, связанном с подъемом уровня при заполнении водохранилища на величину до 3 м.

Для приводохранилищной зоны при решении обратной нестационарной задачи совпадение режимного и модельного графиков в пределах 1–2-метрового диапазона колебаний кривой подпора должно быть удовлетворительным. Такой подход обусловлен тем, что на региональной модели не воспроизводятся сезонные колебания уровня водохранилища и на урезе водохранилища задана среднесезонная величина подпора.

К кривым подпора, характеризующим второй тип режима подпора, относятся кривые, полученные по всем остальным скважинам. Здесь амплитуда сезонных колебаний уровня имеет значения до 0,5–1 м и связана в большей степени с внутригодовым распределением питания подземных вод. В этом случае на региональной модели можно добиться значительно лучшего совпадения модельных и режимных кривых подпора. Требования к точности воспроизведения режима подпора находятся в пределах 0,5–1 м.

Описанный общий подход к обоснованию критериев согласования фактических и модельных кривых подпора может быть использован для гидрогеологической интерпретации прогнозных расчетов, связанных с проектируемыми водохранилищами.

При использовании выделенных критерием согласования воспроизведения нарушенного режима фильтрации для части левобережья Куйбышевского водохранилища произведено решение пяти последовательных вариантов обратной нестационарной задачи.

Решение первого варианта проводилось при задании берега водохранилища граничными условиями I рода, водопроводимость и недостаток насыщения принимали соответственно построенным картам.

Первый вариант показал отсутствие значительных расхождений между модельными и режимными кривыми: так, по скв. 5 совпадение кривых лежит в пределах выбранных критериев согласования. Однако по створу скв. 2283–2286 получено превышение модельных кривых над фактическими в среднем на 1–2 м выше интервала колебания фактической кривой подпора. Модельная кривая по скв. 2289 начинает реагировать на подъем уровня в водохранилище на 2–3 года позднее фактической и располагается в среднем на 1 м ниже ее. По створу скв. 134, 132, 130, 35 модельные подпоры в среднем на 0,5–1 м меньше фактических.

На основании результатов можно заключить, что территория севернее Сусканского залива не подвергалась в дальнейшем изменениям. Параметры в связи с этим уточняли только для Волго-Сусканского водораздела, достаточно полно охарактеризованного режимными скважинами. В районе скв. 2283, 2284 зона водопроводимости $1600 \text{ м}^2/\text{сут}$ заменена на зону $1400 \text{ м}^2/\text{сут}$, и по сопоставлению модельной и фактической кривых для скв. 2289 в южной части водораздела выделена зона со значением недостатка насыщения $\mu = 0,03$. Наконец, зона со значением $\mu = 0,15$ заменена на зону с $\mu = 0,10$. Все указанные изменения параметров лежат в пределах точности построения карт.

Расчет по второму варианту привел к совпадению модельной и фактической кривых подпора для скв. 2289 в продолжение 1969–1976 гг. и к незначительному уменьшению расхождения этих кривых по створу скв. 134, 35. Для остальных скважин модельные кривые не претерпели значительных изменений относительно первого варианта. Таким образом, результат решения второго варианта показал, что параметры водопроводимости и емкости необходимо изменить более существенно.

Для третьего варианта использованы расчеты, проведенные в МГУ (В.М. Шестаков и др.). По данным указанных расчетов для скв. 2283,

2284 определены водопроводимость $1000-500 \text{ м}^2/\text{сут}$ и коэффициент недостатка насыщения $0,025$. В соответствии с этим зона водопроводимости $1400 \text{ м}^2/\text{сут}$ уменьшена до $800 \text{ м}^2/\text{сут}$ и значение $\mu = 0,03$ распространено на весь Волго-Сусканский водораздел. В этой же работе по скв. 2283–2285 определено сопротивление ложа водоема $\Delta L = 2500 \text{ м}$, что сравнимо с параметрами сеточной разбивки области. Учитывая эти данные, вдоль побережья водохранилища от плотины до южной оконечности Сусканского залива нестационарное граничное условие I рода, соответствующее подпору по достижении водохранилищем проектной отметки, заменили нестационарным граничным условием III рода, причем исходили из определенного сопротивления ложа водоема. Задание вдоль Сусканского залива несовершенной гидравлической связи определяется распространением здесь покровных суглинков, не прорезаемых долиной р. Сускан.

Карты водопроводимости и недостатка насыщения, построенные для третьего варианта обратной нестационарной задачи, в дальнейшем не подвергались изменениям, и их окончательный вариант приведен на рис. 20 и 21.

Расчет по третьему варианту показал удовлетворительное совпадение модельных и режимных кривых по створу скв. 2283–2289 и увеличение расхождения по створу скв. 134–35. В связи с этим четвертый вариант связан с уменьшением сопротивления ложа водоема вдоль восточного отрезка побережья водохранилища до устья Сусканского залива до 1000 м и пятый вариант – с уменьшением этой величины до 250 м .

Пятый вариант окончательный. Сопоставление фактических кривых подпора и модельных кривых этого варианта приведено на рис. 23, 24, 25. Практически все модельные и фактические кривые подпора совпадают в пределах принятых ранее критериев. Исключения составляют скв. 2283 и 2284, где значительные расхождения получены на начальных участках кривых, и скв. 134, где расхождение значительно по всей кривой.

Для первых двух скважин превышение модельного подпора над фактическим до $2,5 \text{ м}$ на начальном участке кривой связано с заданием промежуточных положений уреза водохранилища граничным условием не III, а I рода, что, очевидно, не соответствует реальным условиям. Однако при длительности периода расчета порядка 20 лет указанная схематизация не вносит значительных ошибок для более поздних участков кривой подпора.

Расхождение до $1,5 \text{ м}$ по скв. 134 связано с более близким положением ее относительно берега водохранилища, чем узла сетки модели, на которой получена кривая подпора.

Для характеристики развития подпора по площади построены две карты подпора: на середину 1958 г., т.е. через $2,5$ года от начала заполнения водохранилища, и на начало прогнозного решения – конец 1980 г., т.е. через 25 лет после начала заполнения водохранилища (рис. 26).

Через $2,5$ года после начала заполнения водохранилища подпор подземных вод находился в начальной стадии своего формирования. В центральной части Волго-Сусканского водораздела он менее 1 м , для двух

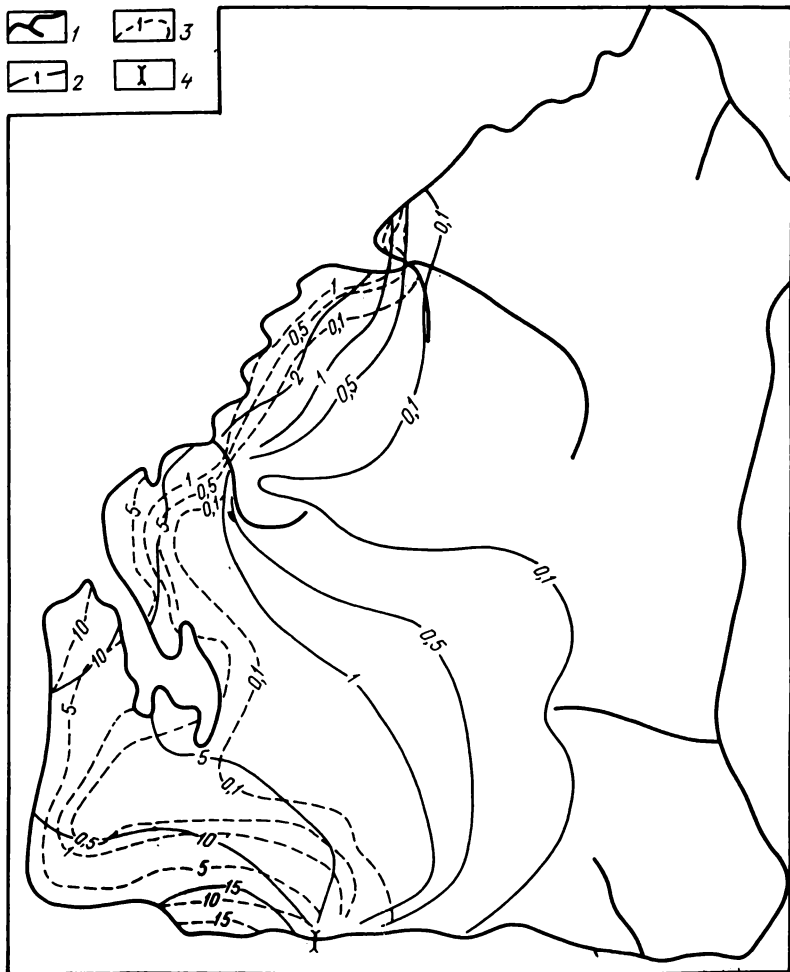


Рис. 26. Изолинии подпора подземных вод неоген-четвертичных отложений южной части левобережья Куйбышевского водохранилища через 2,5 года и 25 лет после начала его заполнения.

1 – побережье водохранилища и его притоки; 2 – изолинии подпора (в м) через 25 лет после начала заполнения водохранилища; 3 – изолинии подпора (в м) через 2,5 года после начала заполнения водохранилища; 4 – плотина

водоразделов, расположенных севернее, – 0,5–1 м. Через 25 лет в центральной части Волго-Сусканского водораздела подпор 5–10 м, для более северного водораздела преобладают значения 1–5 м, для верховой части водохранилища – 0,5–2 м.

Таким образом, для введенных критериев согласования пятой вариант воспроизведения процессов нарушенной фильтрации в районе Куйбышевского водохранилища дал удовлетворительные результаты. Все изменения, внесенные в модель, согласуются с ранее проведенными исследованиями и возможным варьированием фильтрационных параметров. Исходные карты водопроводимости и недостатка насыщения изменились незначительно, и подбор связан главным образом с определением степени несовершенства гидравлической связи водохранилища и подземных вод, что говорит о значительности влияния его на процесс подпора.

При распределении использованных в задаче режимных точек наиболее отработан район Волго-Сусканского водораздела, для остальной части территории расчеты обоснованы слабее и носят, по существу, прогнозный характер. Однако здесь расчеты менее ответственные в связи со значительной меньшей величиной подпора на урете водохранилища.

Наконец, при решении обратной нестационарной задачи не возникло расхождений модельных и фактических кривых подпора, которые однозначно могли бы быть интерпретированы эффектом изменения величины естественного питания подземных вод вследствие изменения глубины их залегания. Очевидно, для региональной модели этот эффект лежит в пределах точности расчета. Возможное влияние увеличения естественного питания подземных вод на подпор оценивалось при решении задачи прогноза подпора подземных вод на дальнейший период существования водохранилища.

При решении обратной нестационарной задачи не оценивалось влияние существующих массивов орошения на режим подпора подземных вод. Следует отметить, что на используемых в расчете режимных скважинах отсутствуют участки, свидетельствующие о влиянии орошения. Очевидно, это связано с тем, что орошение территории начато в основном с 1970–1976 гг. и только один массив орошения работает с 1968 г.

Моделирование подпора подземных вод на прогнозный период. Моделирование подпора подземных вод неоген-четвертичных отложений на прогнозный период проводили на 1976–2034 гг. с шагом по времени 4 года, так что общий период моделирования составил порядка 80 лет, а прогнозный период – порядка 50 лет.

Прогнозное решение проводили в двух вариантах. Первый вариант прогнозного решения заключался в непосредственном продолжении обратной нестационарной задачи без изменения величины питания подземных вод; во втором, оценочном, варианте задавали возможное изменение питания подземных вод в пределах района, выделенного на карте граничных условий.

Величину изменения питания подземных вод вычисляли по корреляционной зависимости усредненного коэффициента питания подземных вод из зоны аэрации k_q от глубины залегания уровней грунтовых вод, полученной А.В. Лебедевым, для северо-запада и запада европейской части СССР. Соответственно указанной зависимости величина питания грунтовых вод W определяется по формуле

Вычисление естественного питания грунтовых вод
по зависимости А.В. Лебедева

Глубина залегания уровней грунтовых вод, м	Коэффициент пита- ния k_q , %	Питание по глубинам залегания уровней грунтовых вод W , мм/год	Усредненное питание по зонам глубин зал- егания W_p , мм/год
1	3	13,3	28,1
2	7	30,9	
3	8,4	37,1	
4	7	30,9	
5	5,8	25,6	
6	4	17,7	15,9
7	3	13,3	
8	2	8,8	
9	1,8	8	
10	1,6	6,9	
11	1,6	6,9	

$$W = k_q X_0, \quad (67)$$

где X_0 – норма годовой суммы осадков.

При вычислении питания подземных вод величина годовых осадков по среднемесячным данным принималась равной 440 мм/год – средней величине для метеопостов Комсомольск и Мелекесс. Величины питания по глубинам залегания уровней грунтовых вод приведены в табл. 9.

Соответственно коэффициентам питания, определенным по графикам А.В. Лебедева, средняя величина питания для глубин 1–5 м составляет 28 мм/год, для 4–10 м – 16 мм/год, для глубины более 10 м – порядка 7 мм/год. При смене зоны глубины более 10 м на зону глубин 4–10 м происходит увеличение естественного питания на 9 мм/год, и при смене зоны глубин 4–10 м на зону глубин 1–4 м происходит увеличение питания на 12 мм/год. Следовательно, для выделенной зоны возможного увеличения питания величина его возрастания составляет 9–12 мм/год и для оценочного прогнозного варианта – 10 мм/год.

По результатам решения прогнозной задачи построены карты подпора на 2005 и 2025 гг., совмещенные с картой глубин залегания уровней в естественных условиях (рис. 27, 28).

Анализ изменения величины подпора во времени показывает, что на 1976–1980 гг. режим подпора подземных вод нельзя считать полностью установившимся. Стационарный режим подпора при отсутствии на исследуемой территории значительных гидромелиоративных и других мероприятий устанавливается на конечной стадии прогнозного периода даже для скважин, расположенных в прибрежной зоне водохранилища. Так, для скв. 2283, 2284, 2285, 134 и 5 величина подпора за 1976–2025 гг. возрастет на 12–36 % от его значения на 1976 г. в первом прогножном

варианте и на 14–67 % во втором прогнозном варианте. Для скв. 2289, 2287, 2286, 35, 130, 132 подпор за указанный период увеличится на 35–72 % в первом и на 47–114 % во втором варианте.

Возможное влияние увеличения питания подземных вод при подпоре может оказаться существенным при малых исходных глубинах залегания уровней подземных вод. Влияние указанной величины на конечный подпор выражается в его увеличении на 2–10 % для скв. 2283–2286, 134 и на 15–30 % для остальных скважин. На прогнозный период скв. 2287, 2289, 35 и 5 попадают в область подтопления территории. Для скв. 2287, 2289 и 35 глубина залегания уровня менее 1 м достигается в 2026 г. в первом варианте прогноза и в 1992 г. во втором. В скв. 5 Лебяжского поста глубина залегания уровня менее 1 м наблюдается уже в настоящее время,

Процесс подтопления территории на Волго-Сусканском водоразделе может быть значительным при включении проектируемых массивов орошения и учете в расчетах существующих массивов орошения.

Для площадной характеристики прогнозных глубин залегания построены на 2005 и 2026 гг. карты изолиний подпора, совмещенные с картой глубин залегания уровней, до создания водохранилища прибрежной его части. При пересечении изолиний подпора с зонами глубин залегания уровней в естественных условиях образуются прогнозные глубины залегания. Сдвиг изолиний подпора для двух прогнозных вариантов на один и тот же момент времени в среднем порядка 3–10 км.

На 2004 г. на Волго-Сусканском водоразделе зона глубин залегания более 20 м сменится зоной более 10 м, т.е. здесь может существовать зона 10–20 м. Зона 10–20 м трансформируется в зону менее 10 м (5–10 м), и в зоне глубин залегания 4–10 м вдоль побережья Сусканского залива образуется зона 0–5 м, в пределах которой возможны процессы подтопления.

Описанные изменения зон глубин залегания уровней грунтовых вод Волго-Сусканского водораздела произошли уже в настоящее время, и на прогнозный период происходит в основном расширение вновь образованных зон.

На двух других водоразделах, расположенных севернее Сусканского залива, в пределах прибрежной зоны водохранилища для ряда участков прогнозируются процессы подтопления и расширения существующей заболоченности.

Для областей, удаленных от прибрежной зоны, на 2005 г. величины подпора 1–5 м, что несущественно при залегании уровней грунтовых вод в естественных условиях на глубину более 20 м.

Аналогичная карта на 2026 г. не имеет существенных отличий от карты на 2005 г. В этот период в основном произойдет дальнейшее расширение периферийной зоны подпора до 1–5 м.

Таким образом, прибрежная область водохранилища и Волго-Сусканского водораздела характеризуется значительным изменением глубин залегания уровней грунтовых вод. В ряде прибрежных районов прогнозируется подтопление территории и расширение существующих болот. При

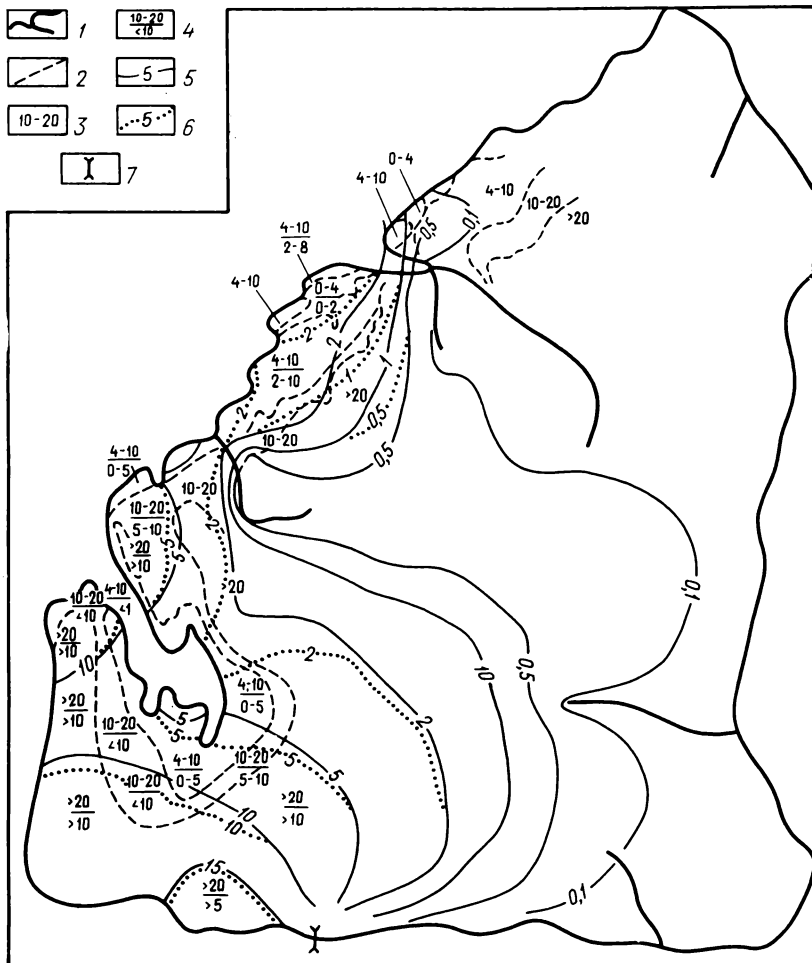


Рис. 27. Прогноз подпора подземных вод неоген-четвертичных отложений через 50 лет после начала заполнения водохранилища (2005 г.).

1 – побережье водохранилища и его притоки; 2 – границы зон глубины залегания уровней подземных вод в естественных условиях; 3 – глубины залегания уровней в естественных условиях в пределах выделенных зон, м; 4 – глубина залегания уровней подземных вод, м (числитель – до подпора, знаменатель – через 50 лет после заполнения водохранилища); 5 – изолинии подпора (в м), полученные при задании изменения питания подземных вод; 6 – изолинии подпора (в м), полученные без задания увеличения питания грунтовых вод; 7 – плотина

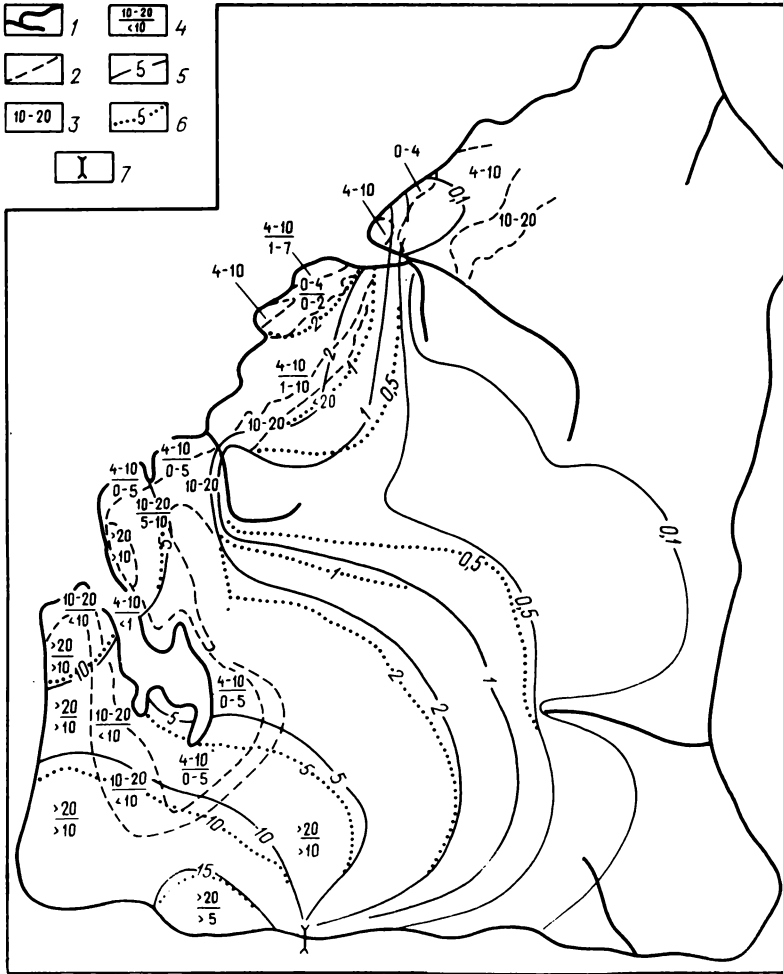


Рис. 28. Прогноз подпора подземных вод неоген-четвертичных отложений через 70 лет после начала заполнения водохранилища (2025 г.).

1 — линия побережья водохранилища; 2 — границы зон глубин залегания уровней подземных вод в естественных условиях; 3 — глубины залегания уровней подземных вод в естественных условиях (в м) (числитель — до подпора, знаменатель — через 70 лет после заполнения водохранилища); 4 — изолинии подпора (в м), полученные при заполнении увеличения питания подземных вод; 5 — изолинии подпора (в м), полученные без задания увеличения питания подземных вод; 6 — изолинии подпора (в м), полученные без задания увеличения питания подземных вод; 7 — плотина

учете на модели существующих и проектируемых площадей орошения прогнозируемый процесс подтопления территории может иметь более значительные масштабы.

Баланс подземных вод в естественных условиях и его изменение в результате заполнения водохранилища. Баланс подземных вод неоген-четвертичного водоносного комплекса до создания водохранилища рассчитан на основе сеточной разбивки области посредством оценки грунтового питания Волги выше плотины, р. Большой Черемшан и ряда мелких притоков, впадающих в верхний бьеф водохранилища. По уравнению (25) суммарное грунтовое питание притоков равно суммарной величине питания подземных вод на площади от долин рек Волги и Большой Черемшан до подземного водораздела. Формула для оценки грунтового питания поверхностных водотоков имеет вид

$$Q_{\Gamma} = \sum_{i=1}^n \frac{H_i - H_{p_i}}{\Phi_i}, \quad (68)$$

где Φ_i — фильтрационное сопротивление сеточной модели, на одном конце которого задан уровень реки; H_{p_i} — значение межженного уровня реки, заданное в граничной точке; H_i — значение уровня подземных вод на свободном конце сопротивления, снятое с карты гидроизогипс.

По формуле (68) получены следующие балансовые характеристики в исследуемой территории:

а) грунтовое питание рек Волги и Большой Черемшан от плотины до точки выклинивания подпора $Q_{\Gamma} = 82800 \text{ м}^3/\text{сут}$;

б) грунтовое питание притоков, впадающих в верхний бьеф водохранилища, $Q_{\Gamma.п} = 40700 \text{ м}^3/\text{сут}$;

в) естественные ресурсы — сумма грунтового питания рек $Q_{\Gamma} + Q_{\Gamma.п} = 123500 \text{ м}^3/\text{сут}$;

г) расход потока грунтовых вод вдоль уреза водохранилища до его создания $132300 \text{ м}^3/\text{сут}$;

д) величина грунтового питания притоков в пределах зоны, затопленной водохранилищем, — $21200 \text{ м}^3/\text{сут}$.

Соотношение величин грунтового питания рек Волги и Большой Черемшан, расхода потока грунтовых вод на урезе водохранилища и грунтового питания притоков в пределах зоны, затопляемой водохранилищем, показывает, что на затопленной площади суммарное испарение с поверхности грунтовых вод превышает величину суммарной инфильтрации атмосферных осадков. Суммарное питание здесь имеет отрицательный знак, и абсолютная его величина равна расходу на урезе водохранилища за вычетом грунтового питания рек Волги, Большой Черемшан и грунтового питания притоков в пределах затопляемой зоны. Его значение составило $28300 \text{ м}^3/\text{сут}$.

Вывод о преобладании испарения в пределах затопляемой части территории качественно подтверждается значительным развитием болот в пойме р. Сускан и вдоль побережья р. Большой Черемшан.

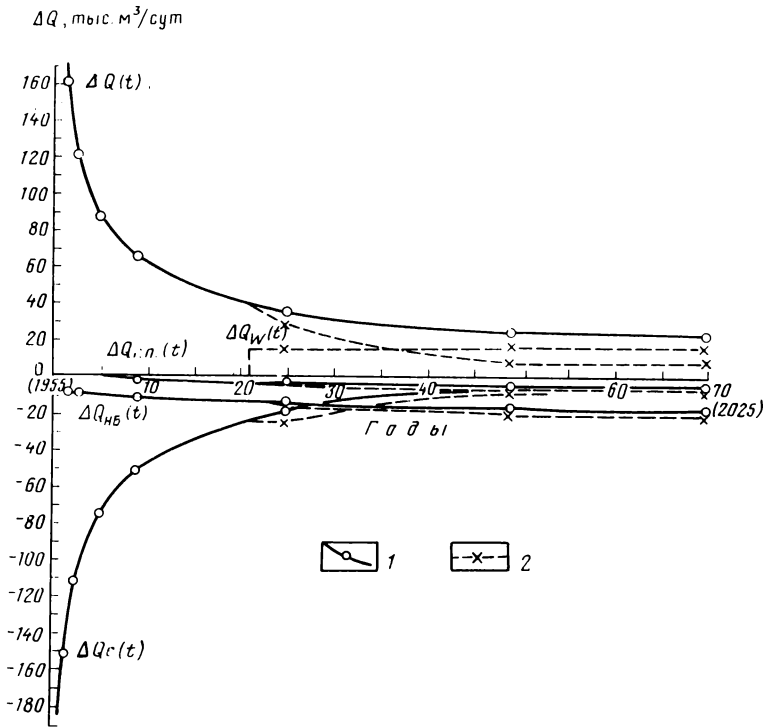


Рис. 29. Балансовые расчеты по результатам решения нестационарных задач подпора для южной части левобережья Куйбышевского водохранилища.

Изменения балансовых составляющих подземных вод неоген-четвертичных отложений: 1 – без задания изменения питания; 2 – при задании изменения питания; $\Delta Q(t)$ – изменение естественного фильтрационного расхода на урезе водохранилища; $\Delta Q_w(t)$ – суммарная величина изменения естественного питания при подпоре; $\Delta Q_{гп}(t)$ – изменение грунтового питания притоков; $\Delta Q_{нб}(t)$ – изменение грунтового питания в нижнем бьефе водохранилища – обходные фильтрации; $Q_e(t)$ – кривая изменения расхода на насыщение сухих пород зоны аэрации

Количественная оценка изменения водообмена подземных и поверхностных вод в результате заполнения водохранилища проведена по результатам решения нестационарных задач. Расчеты выполнены на следующие периоды времени от начала заполнения водохранилища: 1,5; 2,5; 5; 9; 25; 49; 70 лет (рис. 29, 30).

Изменение фильтрационного расхода из водохранилища $\Delta Q(t)$ на момент достижения им проектной отметки (1,5 года) имеет значение $160000 \text{ м}^3/\text{сут}$ и через 25 лет после начала заполнения (на 1980 г.) уменьшается до $33000 \text{ м}^3/\text{сут}$. На конец прогнозного периода эта величина – $23000 \text{ м}^3/\text{сут}$ без изменения питания и $10000 \text{ м}^3/\text{сут}$ с изменением питания. Уменьшение величины $\Delta Q(t)$ во втором варианте происходит соответственно увеличению естественного питания на $15000 \text{ м}^3/\text{сут}$.

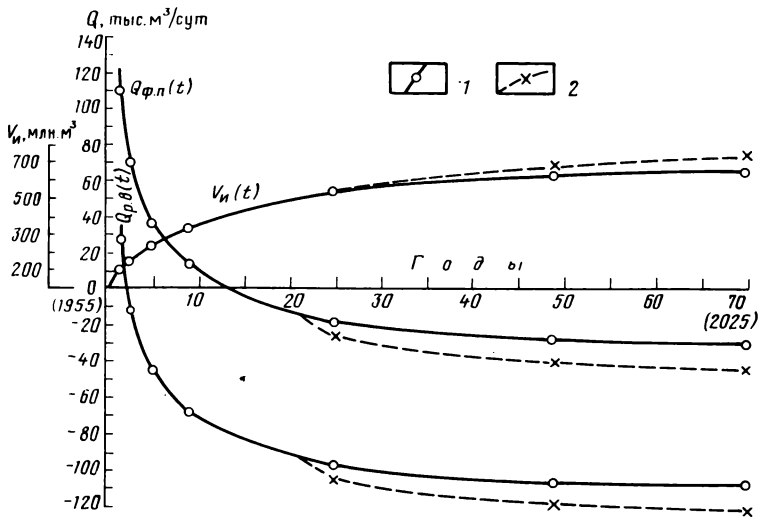


Рис. 30. Изменение во времени фильтрационных потерь и расхода из водохранилища и искусственных запасов подземных вод при заполнении Куйбышевского водохранилища.

Изменения балансовых составляющих подземных вод неоген-четвертичных отложений: 1 – без задания изменения питания; 2 – при задании изменения питания; $\Delta Q_{ф.п.}(t)$ – изменение во времени величины фильтрационных потерь; $\Delta Q_{р.в.}(t)$ – изменение во времени величины фильтрационного расхода из водохранилища; $V_n(t)$ – кривая роста во времени искусственных запасов подземных вод неоген-четвертичных отложений

Изменение разгрузки в нижний бьеф водохранилища $\Delta Q_{н.б.}(t)$ (искусственные ресурсы в зоне обходной фильтрации) за весь расчетный период медленно возрастает от 9000 до 18000 $m^3/сут.$ Изменение величины питания практически не оказывает влияния на величину обходной фильтрации.

Такой же характер носит увеличение грунтового питания притоков $\Delta Q_{г.п.}(t)$, которое, за расчетный период изменяется от 300 до 6000 $m^3/сут.$

Наконец, расход на насыщение сухих пород за расчетный период времени изменяется от 150000 до 400 $m^3/сут$ в первом варианте расчета и до 2000 $m^3/сут$ во втором.

Помимо перечисленных балансовых характеристик по результатам решения нестационарных задач рассчитаны фильтрационный расход из водохранилища, фильтрационные потери и искусственные запасы (см. рис. 30).

Расход из водохранилища $Q_{р.в.}(t)$ (искусственные ресурсы) за 2 года от 28000 $m^3/сут$ снижается до нуля, и далее происходит восстановление

грунтового питания водохранилища до $109000 \text{ м}^3/\text{сут}$ в первом варианте и до $122000 \text{ м}^3/\text{сут}$ во втором.

Грунтовое питание рек Волги и Большой Черемшан в пределах зоны подпора оценивается в $83000 \text{ м}^3/\text{сут}$. Таким образом, на конец прогнозного периода грунтовое питание водохранилища больше на $26000\text{--}39000 \text{ м}^3/\text{сут}$ грунтового питания реки до подпора.

Фильтрационные потери $Q_{\text{ф.п.}}(t)$ из водохранилища за 15 лет от начала заполнения водохранилища уменьшаются от $150000 \text{ м}^3/\text{сут}$ до нуля, а далее становятся отрицательными, достигая $-31000 \text{ м}^3/\text{сут}$ в первом прогнозируемом варианте и $-44000 \text{ м}^3/\text{сут}$ во втором.

Очевидно, отрицательный знак временных потерь на фильтрацию связан с затоплением водохранилищем болот вдоль рек Сускан и Большой Черемшан.

Оценка искусственных запасов, возникающих вследствие насыщения сухих пород при подпоре, производилась по кривой изменения емкостных запасов $Q_e(t)$ (см. рис. 30) путем ее интегрирования по формуле (28). При изменении расхода на насыщение сухих пород за расчетный период от 150000 до $400 \text{ м}^3/\text{сут}$ в первом варианте прогноза и до $2000 \text{ м}^3/\text{сут}$ во втором – искусственные запасы возрастают от нуля до 651 млн. м^3 в первом и до 739 млн. м^3 во втором прогнозируемом варианте.

Глава V. ВОЛГОГРАДСКОЕ ВОДОХРАНИЛИЩЕ

Физико-географические, геологические и гидрогеологические условия

Общая характеристика водохранилища. Волгоградское водохранилище – последняя ступень Волжско-Камского гидротехнического каскада. Оно создано в результате перекрытия Волги плотиной Волжской ГЭС им. XXII съезда КПСС у северной окраины Волгограда в конце октября 1958 г.

Водоохранилище находится в пределах Волгоградской и Саратовской областей и протягивается от г. Волгограда до г. Балаково на 450 км , ширина водохранилища в среднем составляет 6 км , наибольшая – 17 км . Средняя глубина водохранилища 10 м , максимальная – 41 м . Объем воды в водохранилище $31,45 \text{ км}^3$, площадь водной поверхности 3120 км^2 . Водоохранилище по своей площади и объему уступает на Волге лишь Куйбышевскому. Волгоградское водохранилище относится к русловым водохранилищам многолетнего регулирования уровня с небольшим сезонным его колебанием ($1\text{--}2 \text{ м}$). Регулируется оно Куйбышевским водохранилищем через транзитное Саратовское.

Волгоградское водохранилище можно разделить на три части. Наибольшей является озерная часть, распространяющаяся от плотины до с. Ахмат. Для нее характерна большая глубина, полное затопление поймы, частичное – I надпойменной террасы, слабое течение (скорость течения $0,1 \text{ м/сут}$

в период паводка). Озерно-речная часть заключена между р. Ахмат и г. Марксом и характеризуется мелководьем и значительным количеством островов. Пойма здесь частично затоплена. Скорости течения несколько больше — до 0,3 м/сут. Верхняя речная часть водохранилища практически заключена в границах старого русла Волги. Скорость течения в межень 0,4–0,5, а в период весенних повышенных сбросов до 1 м/с.

Приходная часть водного баланса водохранилища складывается из основной приточности, боковой приточности и осадков, выпадающих на зеркало водохранилища, которые, по данным Приволжского управления Гидрометслужбы, в 1969 г. составили соответственно 228,18; 1,08 и 1,22 км³.

Расходная часть баланса состоит в основном из общего стока через створ Волжской ГЭС им. XII съезда КПСС (221,59 км³) и испарения (1,19 км³). Продолжается потеря воды из водохранилища в южной части левобережья на фильтрацию в берега в связи с неустановившимся подпором грунтовых вод.

Наполнение водохранилища началось в конце октября 1958 г., происходило по этапам и продолжалось до июля 1961 г. К концу 1958 г. уровень Волги в верхнем бьефе плотины поднялся на 14 м с отметки –11 до отметки +3 м. К концу 1959 г. водохранилище наполнилось до отметки +8 м, а после паводка 1960 г. уровень достиг проектной отметки НПП – 15 м. Однако на этой отметке уровень держался лишь несколько дней, затем по техническим причинам он был снижен до отметки +12,3 м. Только после паводка 1961 г., т.е. по истечении 32 мес. с начала заполнения, произошло окончательное наполнение водохранилища.

Характерная черта режима Волгоградского водохранилища после его заполнения — исключительная стабильность уровня, поддерживаемого в течение второй половины года на отметке, близкой к НПП, с колебанием порядка 20–30 см. В декабре наблюдается обычно небольшой подъем, а затем наступает сработка уровня, достигающая к концу зимы 1,0–1,5 м. Высота весеннего паводка в озерной части водохранилища не превышает 0,5 м, в озерно-речной — 1,1 м и только в русловой части достигает 4,5 м.

Незначительные сезонные колебания уровня водохранилища после его заполнения не приводят к каким-либо существенным перемещениям береговой линии.

В соответствии с геоморфологическим строением территории береговая линия на юге левобережья проходит вдоль уступа морской суглинистой равнины и затем Приволжской песчаной гряды. В устьевой части р. Еруслан берег залива проходит по уступу II (хвалынской) надпойменной террасы.

Рельеф. Как и у Куйбышевского водохранилища, особенностью рельефа долины р. Волги в районе Волгоградского водохранилища является асимметрия ее склонов.

Правый берег Волги высокий и крутой с обрывами и оползнями, левый подразделяется на две части: долину Волги с пятью надпойменными террасами на севере и Прикаспийскую низменность на юге.

Самым южным притоком Волги в пределах Волгоградского водохранилища является р. Еруслан — северная граница описываемой территории.

В нижней части долины р. Еруслан после заполнения водохранилища образовался наиболее крупный залив Волгоградского водохранилища глубиной 17–18 м и шириной 3–4 км.

Климат. Описываемая территория является одним из наиболее засушливых мест европейской части СССР. Среднегодовая температура воздуха в Волгограде 7,5 °С. Самый жаркий месяц – июль, реже июнь или август, средняя температура 22–24 °С, самый холодный – январь, реже февраль, средняя температура –12 °С.

Осадки в пределах рассматриваемой территории распределены неравномерно: количество их убывает от 400 мм в год на севере до 275 мм на юге. Наблюдается большая изменчивость выпадающих осадков по годам. Например, в Волгограде зарегистрировано максимальное количество осадков 715 мм и минимальное 195 мм. Неравномерно распределяются осадки и по сезонам года.

Основным климатическим фактором, влияющим на режим подземных вод, является дефицит влажности воздуха.

Почва и растительность. На рассматриваемой территории развиты комплексы солонцов и светло-каштановых солонцеватых почв, а также комплекс солонцов солончаковых, лугово-каштановых и светло-каштановых солонцеватых почв.

Растительность характеризуется комплексностью растительного покрова. Эта комплексность выражается в сочетании участков степной и пустынной растительности, когда большое распространение имеют полыни, ромашник, трутняк и др.

Геологические и гидрогеологические условия. На описываемой территории долины Волги от р. Еруслан до плотины выделяются пойма и две надпойменные террасы.

Ширина волжской поймы 5–8 км, в одних местах она расширяется, в других сужается. Пойма Волги имеет два уровня: низкий, заливаемый ежегодно полыми водами (высота 6–7 м над меженным уровнем), и высокий, заливаемый не ежегодно.

Поверхность поймы неровная. Она прорезана многочисленными протоками и старицами, испещрена озерами, частично пересыхающими летом. Большая часть поймы имеет гривистый рельеф. Местами, главным образом в удалении от русловой части поймы, над ее поверхностью поднимаются островки – остатки размыва края I подпойменной террасы, ограничивающей пойму. По левому берегу Волги и по берегам притоков много бугристых песков, представляющих собой развеянные прирусловые валы.

Пойма сложена мелкозернистыми, буровато-желтыми песками, иногда глинистыми, с линзами илов, содержащими остатки перегнившей растительности. Мощности современного аллювия около 20 м.

Грунтовые воды поймы залегают близко к поверхности, их зеркало имело небольшой уклон в сторону Волги и к старицам и озерам; глубина увеличивалась (до 3–5 м) в прирусловой части и под повышениями рельефа; под островками – останцами I надпойменной террасы – она достигала 6–10 м. В песках прирусловой зоны вода была пресная, в гли-

нистых отложениях высокой поймы минерализация повышалась.

I надпойменная (сарпинская) терраса отделяется от поймы хорошо выраженным уступом в 4–5 м. Абсолютная высота террасы 20–25 м. Она не имеет сплошного распространения и встречается в виде разобщенных участков различной ширины (до 5–6 км). Терраса сложена песчано-глинистыми отложениями, с поверхности перекрытыми суглинками, которые местами замещены песками. На поверхности террасы развиты лиманы, которые местами прорезаются оврагами, спускающимися в пойму.

Грунтовые воды находились на глубине 5–10 м. С водами подстилающих казарских отложений они, как правило, образуют единый водоносный горизонт, водоупором которого служат палеогеновые глины, а питание происходит за счет атмосферных осадков и притока вод из других водоносных горизонтов.

II надпойменная (хвалынская) терраса с абсолютными отметками 20–25 м представляет собой равнину с резкими переходами в сторону I надпойменной террасы и Приволжской песчаной гряды. Она широко распространена и хорошо выделяется на местности. На стыке с Приволжской песчаной грядой поверхность террасы вогнута. Здесь развиты лиманы и большие падьины.

Терраса сложена слоистой толщей суглинков и глин хвалынского яруса мощностью до 25 м, которые подстилаются песками с супесями казарского яруса.

Зеркало грунтовых вод имело ясно выраженный уклон в сторону рек Волги и Ахтуба. Глубина залегания грунтовых вод колебалась в значительных пределах. Под лиманами, падьинами и вблизи стыка с Приволжской песчаной грядой грунтовые воды залегали на глубине 5–10 м. В сторону р. Ахтуба их уровень понижался до 20–25 м.

В падьинах, лиманах и по западному дренированному краю террасы грунтовые воды обычно пресные – сухой остаток до 1 г/л; в остальных частях террасы, в особенности под микроповышениями, их минерализация увеличивалась до 10 г/л.

Прикаспийская низменность в пределах описываемой территории подразделяется на Приволжскую песчаную грядку и северо-западную часть плоской морской хвалынской равнины.

Приволжская песчаная гряда шириной от 15 до 50 км протягивается вдоль Волги на юг от г. Еруслан на 120–130 км. К северной и центральной частям гряды приурочены наиболее высокие абсолютные отметки, достигающие 30–35 м, на юг они убывают до 25 м. Приволжская песчаная гряда возвышается над хвалынской равниной на 10–15 м. Понижение ее поверхности происходит на запад к Волге и на восток.

На поверхности гряды расположены перпендикулярно или под углом к Волге пологие песчаные гряды длиной 1–5 км, чередующиеся с ложбинами шириной 3–4 км, в которых развиты лиманы. Ложбины сложены обычно тонкослоистыми суглинками.

Под песчаными гривами грунтовые воды залегают на глубине 15–25 м, в ложбинах – 10–15 м, а в лиманах – 1,5–5 м. Уклон грунтовых вод на западном склоне гряды значительно круче, чем на участках хвалын-

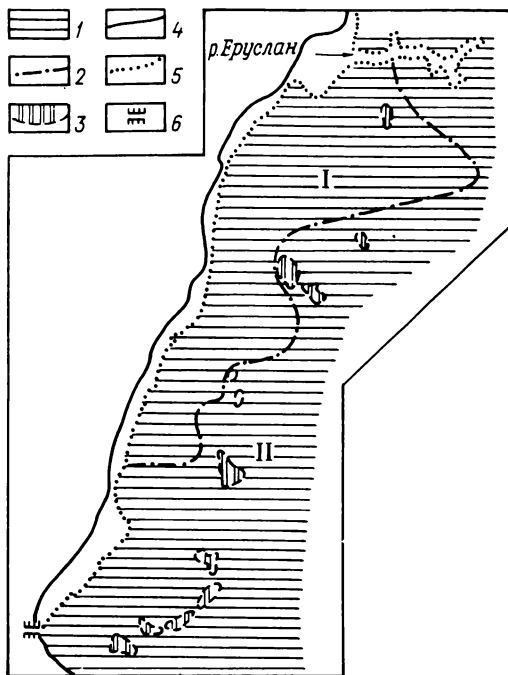


Рис. 31. Геоморфологическая схема левобережья Волгоградского водохранилища от плотины до р. Еруслан.

I – Прикаспийская низменность; *2* – граница между Приволжской песчаной грядой (*I*) и хвалынской морской равниной (*II*); *3* – лиманы, разливы, соры, озера; *4* – берег Волги до затопления водохранилища; *5* – берег водохранилища; *6* – плотина

ской гряды. Грунтовые воды преимущественно пресные гидрокарбонатно-кальциевые с минерализацией до 1 г/л. В ложбинах их минерализация повышается до 2 г/л.

К востоку и югу от Приволжской песчаной гряды расположена морская хвалынская суглинистая равнина (рис. 31). Поверхность этой территории характеризуется равнинностью, на фоне которой широко развит мезо- и микрорельеф.

Элементами мезорельефа являются, с одной стороны, падины от единиц до 100–200 га, глубиной 0,5–1 м, и лиманы, площадью до нескольких квадратных километров, глубиной 2–3 м, с другой – межпадинная комплексная степь с хорошо выраженным микрорельефом.

Основные элементы микрорельефа межпадинной степи – овальные и округлые западины диаметром до 10–20 м при глубине 0,2–0,5 м и выделяющие их солонцовые микроповышения, на поверхности которых обычно имеется несколько приподнятых бугорков – сусликовин.

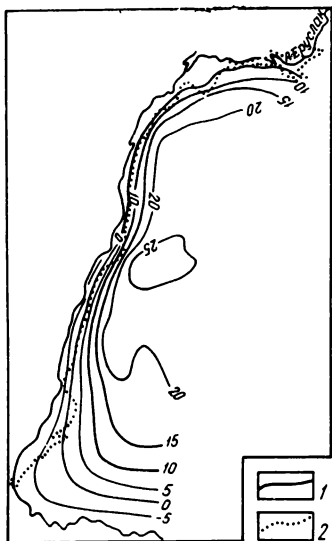


Рис. 32. Схематическая карта гидроизогипс первого от поверхности водоносного горизонта левобережья Волги южнее р. Еруслан.

1 – берег Волги; 2 – берег водохранилища

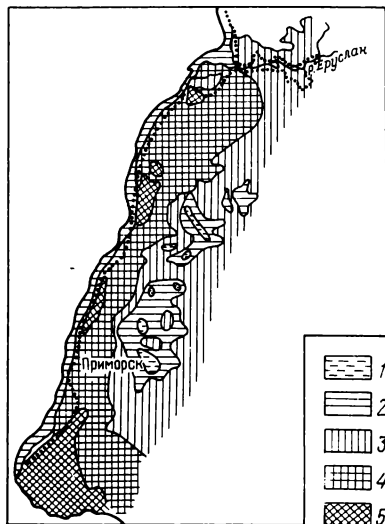


Рис. 33. Схематическая карта глубин залегания грунтовых вод левобережья Волги южнее р. Еруслан.

Глубина залегания грунтовых вод, м: 1 – до 3; 2 – до 5; 3 – 5–10; 4 – 10–20; 5 – более 20

Территория бесточной комплексной равнины с поверхности сложена современными, хвалынскими и хазарскими осадками.

Современные осадки представлены озерно-лиманными слоистыми суглинками и глинами небольшой мощности. Они подстилаются хвалынскими озерно-дельтовыми отложениями, ниже которых залегают раннехвалынские морские осадки. Хвалынские осадки южнее части территории представлены суглинками с подчиненными им прослоями мелкозернистых песков. Раннехвалынские осадки сложены шоколадными глинами, которые местами отсутствуют. К хвалынским отложениям приурочен маломощный горизонт грунтовых вод трещинно-порового типа с пестрой минерализацией.

В условиях засушливого климата питание грунтовых вод происходит в основном за счет инфильтрации атмосферных осадков холодного периода, скапливающихся при весеннем снеготаянии в понижениях рельефа.

Вследствие первичной засоленности грунтов, особенностей микро-рельефа и климата грунтовые воды хвалынских морских отложений имеют пестрый химический состав.

Наряду с питающими лиманами, под которыми грунтовые воды весной опресняются и постепенно растекаются, имеются дренирующие лиманы, к которым грунтовые воды стекаются, залегая на небольшой

глубине (менее 1,5–2 м). Вследствие интенсивного испарения они сильно минерализованы.

Хвалынские отложения подстилаются ательскими суглинками мощностью 6–8 м, вода в которых встречается спорадически в песчаных прослоях.

Под ательскими суглинками лежат отложения хазарского яруса, представленные преимущественно мелко- и среднернстыми песками, местами иловатыми, залегающими на неровной поверхности пород бакинского яруса. Мощность хазарских отложений 3–10 м, местами больше.

Хазарский и хвалынский горизонты образуют единый водоносный комплекс. На некоторых участках при наличии выдержанных прослоев суглинков и глин имеются два-три водоносных горизонта с различной минерализацией и производительностью. В целом хвалыно-хазарский водоносный комплекс водообилен и служит хорошим источником водоснабжения.

Грунтовые воды на равнине в среднем залегают на глубинах порядка 6 м. Поверхность их в соответствии с общим наклоном поверхности Прикаспийской низменности наклонена на юг. В прибрежной зоне грунтовые воды дренируются Волгой на западе и р. Ахтуба на юге, в связи с чем глубина этих вод значительно возрастает (до 20 м и более), а естественный их поток приобретает радиальный характер (рис. 32, 33).

Изменение гидрогеологических условий после создания водохранилища

Характер гидрогеологических изменений в общем соответствует тем изменениям, которые подробно описаны по Куйбышевскому водохранилищу. С начала формирования подпора вдоль водохранилища на поверхности грунтовых вод возникает глубокая депрессия, обусловленная фильтрацией воды из водохранилища в берега.

Ширина депрессии зависит от расстояния между водохранилищем и гидроизогипсами естественного потока с отметкой НПП, а глубина – от высоты подпора у берега. По мере заполнения депрессии ось ее постоянно повышается и одновременно перемещается, вначале удаляясь от берега, затем приближаясь к нему. При этом фильтрация из водохранилища постепенно уменьшается и прекращается. Повышение уровня грунтовых вод происходит в дальнейшем за счет их естественного питания до установления нового равновесия между притоком грунтовых вод из области и оттоком к водохранилищу.

Наибольшая ширина водохранилища (до 25 км) и глубокая (до 20 м) депрессия возникли на юге, в головной ее части, которая до сих пор не затоплена (рис. 34). Таким образом, на значительной территории левобережья Волгоградского водохранилища через 17 лет после начавшегося подпора продолжают потери воды из него на фильтрацию в берега.

Существует и другая особенность режима подземных вод при формировании подпора, т.е. водохранилище отличается большой стабильностью уровня и незначительной его сработкой, не вызывающей перемещения

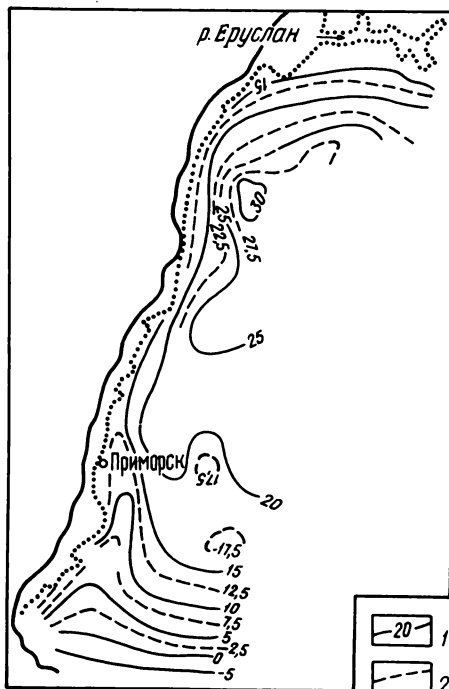


Рис. 34. Схематическая карта гидроизогипс первого от поверхности водоносного горизонта по левобережью Волгоградского водохранилища от плотины до р. Еруслан.

1 – гидроизогипсы, проведенные через 5 м; 2 – то же, через 2,5 м

береговой линии в плане. Поэтому сезонные колебания уровня грунтовых вод невелики и проявляются лишь в прибрежной зоне.

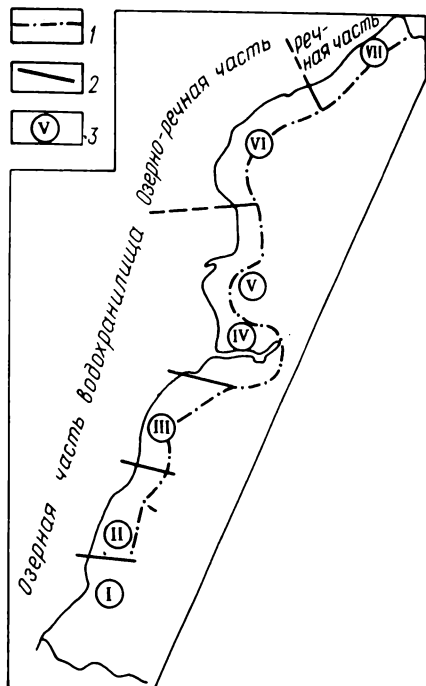
По особенностям геоморфологического строения левобережья водохранилища и особенностям формирования подпора грунтовых вод на рассматриваемой территории выделены три района (рис. 35).

Формирование подпора грунтовых вод при наполнении водохранилища и после его заполнения, а также изменения гидрогеологической обстановки в отмеченных выше геоморфологических условиях рассматриваются ниже по данным наблюдений за режимом грунтовых вод в пределах морской хвалынской равнины (первый район) на наблюдательных участках Рахинка, Нижне-Погромное, Луго-Водяное.

Участок Рахинка. Наблюдательный участок расположен на левобережье Волги, в 35 км выше плотины. Створ скважин проходит перпендикулярно к Волге в восточном-юго-восточном направлении. На участке створа распространена пойменная и I надпойменная террасы, затопленные водохранилищем, а также II надпойменная, незаметно в рельефе переходящая

Рис. 35. Схема районирования левобережья Волгоградского водохранилища.

1 — граница выклинивания подпора; 2 — границы районов; 3 — номера районов



в морскую хвалынскую равнину. II надпойменная хвалынская терраса резким уступом отделена от I надпойменной сарпинской. Ее поверхность наклонена в сторону Волги от отметок +20 м у шва, до +10 м на ее бровке. В районе створа имеются овраги, прорезающие II террасу, причем боковая наблюдательная скв. 405 находится вблизи оврага с отметкой тальвега +8 м, а скв. 408 сравнительно недалеко от оврага с отметкой тальвега +15 м.

Отложения поймы и I надпойменной террасы представлены песками, супесями, а у поверхности преимущественно суглинками.

II надпойменная терраса со стороны уступа сложена аллювиальными и морскими плотными пластичными глинами, которые залегают только в основании разреза, а в глубь террасы сменяются супесью и частично суглинками. Супеси залегают на размытой поверхности разноразмерных хазарских песков и прислоняются к ним.

Морская хвалынская равнина сложена вышеупомянутыми хазарским песками мощностью до 40 м, подстилаемыми нижнехазарскими или бакинскими глинами. Выше залегает комплекс верхнехазарских и хвалынских песков, супесей и суглинков.

Подземные воды хазарских песков и вышележащих песчано-глинистых отложений II, I надпойменных и пойменной террас составляли единый

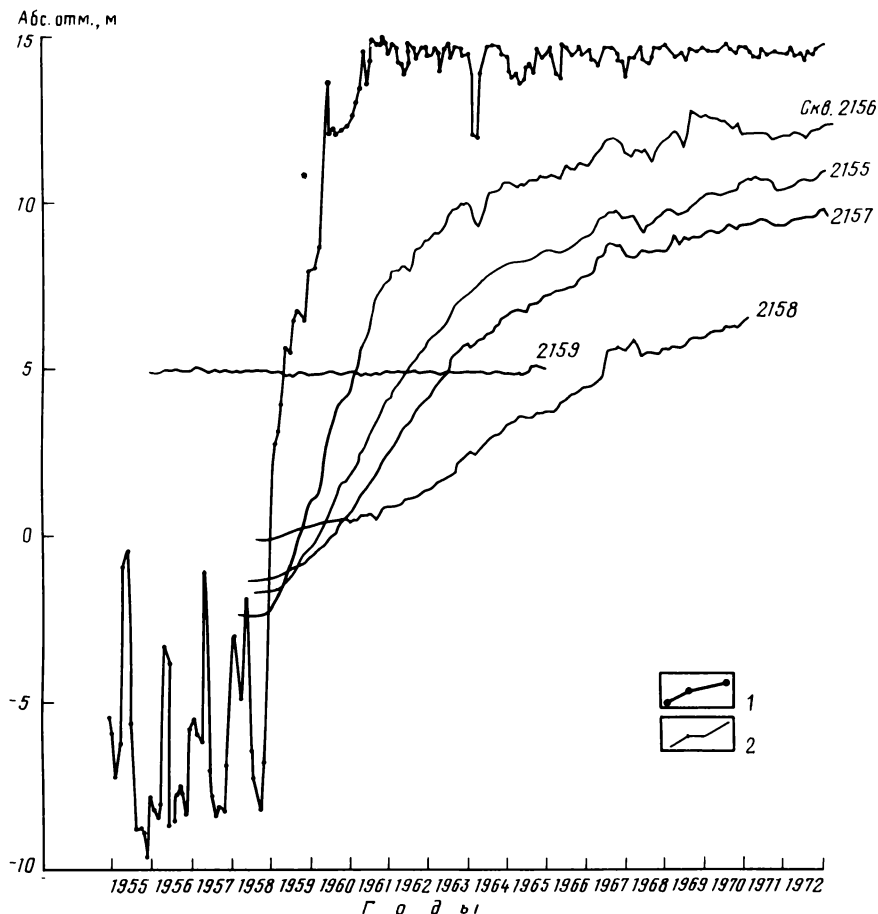


Рис. 36. Гидрограф наполняемого водохранилища и графики колебания уровня вод в наблюдательных скважинах на створе Рахинка.

1 – уровень Волги и водохранилища; 2 – уровень в скважинах

горизонт грунтовых вод, дренировавшийся до подпора Волгой. Уклон потока в пределах хвалынской равнины составлял 0,0002.

Естественный режим грунтовых вод в пределах пойменной и сарпинской террас характеризовался как приречный. Скв. 2152, 2153, расположенные на склоне II подпойменной террасы, находились до подпора в условиях паводковой разновидности прибрежного режима.

Зимне-весенний спад (1952–1958 гг.) составлял 0,12–0,86 м. В апреле достигался годовой минимум уровня. Весенне-летний подъем (май – июнь) зависел от величины паводка. При этом максимум подъема в скв. 2158 запаздывал против максимума паводка на 20–22 дня (рис. 36).

Далее следовал летне-осенний спад. Скв. 2154, 2156, 2157 находились в условиях промежуточного режима. Остальные скважины, расположенные на морской хвалынской равнине, где колебания уровня грунтовых вод обусловлены климатическими факторами, и в первую очередь количеством осадков, выпавших в осенне-зимний холодный период года, находились в условиях водораздельного или инфильтрационно-стокового типа режима.

Заполнение Волгоградского водохранилища вызвало изменение режимов Волги и грунтовых вод, уровень которых в наблюдательных скважинах стал повышаться в зависимости от гидрографа водохранилища и расстояния от берега.

С ноября 1958 г. начался первый этап заполнения водохранилища. К концу января 1959 г. уровень реки повысился до абсолютной отметки +2,6 м; вода затопила пойменную и почти всю I подпойменную террасы. На последней остались незатопленными лишь отдельные незначительные острова. В этот период произошло насыщение всей зоны азрации на пойме и сарпинской террасе. Урез воды достиг подошвы уступа II надпойменной террасы, но существенного повышения уровня грунтовых вод на этой террасе не могло еще произойти. Только с середины апреля начался следующий более длительный этап заполнения водохранилища. Хотя он протекал со значительными колебаниями уровня, повышение грунтовых вод в наблюдательных скважинах в 1959 г. было довольно равномерным и систематическим. Наибольшая скорость повышения уровня наблюдалась в скв. 405, несколько меньшая в скв. 2156, 406 и еще меньшая в скв. 2155, 2154, хотя последняя расположена близко от уровня водохранилища. С незначительной скоростью уровень воды повышался в скв. 2157, расположенной в 2,5 км от уреза водохранилища. Но влияние подпора еще не отражалось на уровне воды в скв. 2158, расположенной в 4,5 км от берега.

В течение последующих 2,5 мес. уровень водохранилища поддерживался постоянным на отметке +8,2 м. Прекращение наполнения водохранилища несколько замедлило повышение уровня в ближайших к водохранилищу скважинах, но не приостановило его. Оно резко возрастает с середины марта 1959 г. в связи с новым повышением уровня водохранилища. За два с небольшим месяца уровень повысился на 6,8 м и водохранилище к 10 — 1960 г. оказалось заполненным до проектной отметки НПГ.

Но вскоре по техническим причинам уровень водохранилища был снижен на 3 м и на отметке +12,3 м оставался вплоть до весны следующего года. В этот период снова наблюдалось резкое замедление скорости формирования подпора грунтовых вод, а в скв. 2156, 406 15–22 мая наблюдался даже спад уровня. Скорость формирования подпора снова возросла весной 1961 г., в период, когда завершалось наполнение водохранилища. Дальнейшее формирование подпора после июля 1961 г. происходит при относительно постоянном уровне воды в водохранилище и протекает равномерно.

Таким образом, отчетливо выявлены роль гидрографа водохранили-

ща, его влияние на скорость формирования подпора в период наполнения водохранилища. Значительно меньше влияние он оказывает на режим уровня после заполнения, но в ряде случаев возрастает значение климатических факторов.

Анализ наблюдений и геологической обстановки на участке Рахинка позволил выявить некоторые особенности формирования подпора грунтовых вод.

1. Отставание скорости формирования подпора в скв. 2154 объясняется положением фильтра в разрезе неоднородной толщи. Он расположен в суглинистых породах, затрудняющих гидравлическую связь с основным горизонтом.

2. Большая скорость развития подпора грунтовых вод в скв. 405, а впоследствии в скв. 406, 2156 объясняется изрезанностью берегов оврагами и балками, в которых возникают заливы водохранилища, что создает как бы дополнительное смещение его уреза. По существу, возникает радиальный поток со стороны водохранилища.

3. Весьма крутая депрессия на кривой подпора между скв. 2156 и урезом водохранилища обусловлена литологическим составом отложений II надпойменной террасы. Глины и суглинки образуют "экран", затрудняющий фильтрацию из водохранилища. Величина созданного экраном сопротивления была определена по данным режимных наблюдений в размере $\Delta L = 1000$ м, которая учитывалась при составлении прогнозов.

4. Существенная черта участка Рахинка — неоднородность массива, в котором формируется подпор грунтовых вод, а также непостоянство мощности водоносного горизонта вследствие неровности подстилающего водоупора.

Коэффициент уводнепроводности пласта, вычисленный по данным режимных наблюдений, изменяется от $3960 \text{ м}^2/\text{сут}$ в районе скв. 2155 до $7025 \text{ м}^2/\text{сут}$ в районе скв. 2158.

Участок Нижне-Погромное расположен на левом берегу Волгоградского водохранилища, в 6 км выше плотины. В отличие от участка Рахинка в районе рассматриваемого участка отсутствует II надпойменная терраса. После затопления поймы и сарпинской надпойменной террасы (это произошло, через 4 мес. после начала заполнения водохранилища) береговая линия проходит по уступу морской хвалынской равнины, в пределах которой начался процесс формирования подпора грунтовых вод.

Ввиду отсутствия "экрана" малопроницаемых пород, скорость формирования подпора в прибрежной зоне при заполнении водохранилища протекает здесь быстрее, чем в Рахинке. Уровни воды в скв. 2182, 2183, 2184 реагировали на все колебания уровня водохранилища. Так, при спаде уровня водохранилища в мае — июле 1960 г. подъем уровня воды в скважинах не только замедлился, но и сменился существенным понижением уровня в первых двух скважинах и прекращением подъема в третьей.

Следующая особенность геологического разреза — наличие в кровле водоносных хазарских песков выдержанного слоя суглинков. После насыщения песков до кровли возникает напор подземных вод, имевших до этого свободную поверхность. С этого времени резкое повышение

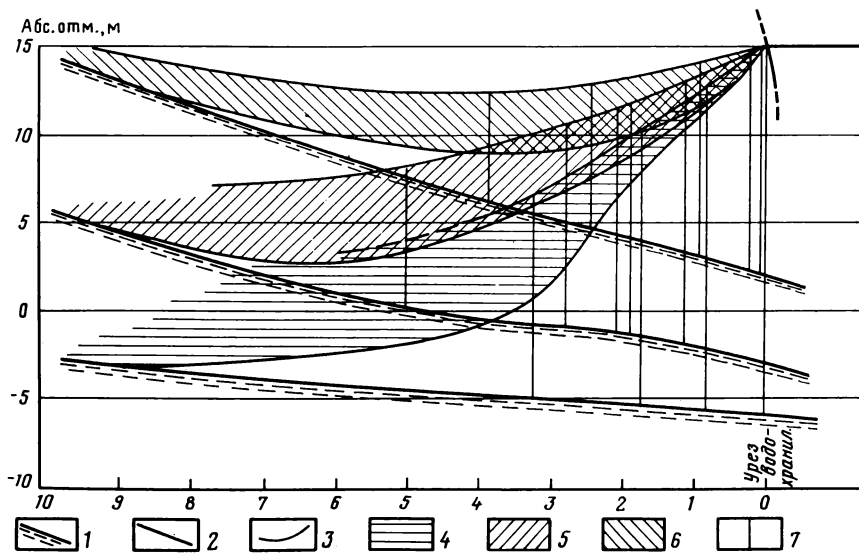


Рис. 37. Формирование подпора на хвалынской морской равнине.

1 – уровень грунтовых вод до подпора на участках Нижне-Погромное, Рахинка, Луго-Водяное; 2 – уровень грунтовых вод через 5 лет после начала подпора; 3 – то же, через 15 лет; 4 – объем насыщения депрессии за последние 10 лет на створах: 4 – Нижне-Погромное, 5 – Рахинка, 6 – Луго-Водяное; 7 – скважины

уровня в водохранилище отражалось резким подъемом уровня в наблюдательных скважинах, даже удаленных от берега. Это наблюдалось в период весеннего паводка апрель–май 1961 г. Такое же явление напорности проявлялось и на других участках.

Кривая подпора отличается от типичной депрессионной кривой; на ней почти отсутствует вторая ее ветвь, обусловленная притоком воды из области питания (рис. 37). Это объясняется близостью створа к нижнему бьефу (р. Ахтуба), радиальностью естественного потока и направлением створа. Экстремальная точка образовавшейся депрессии с течением времени постепенно удаляется от берега, но повышается очень медленно.

Участок Луго-Водяное расположен в 30 км севернее створа Рахинка при переходе хвалынской равнины в Приволжскую песчаную гряду. В геологическом разрезе по створу наблюдательных скважин встречаются прослой суглинков на участке прислонения хвалынской террасы к уступу равнины, что затрудняет фильтрацию воды из водохранилища. Наблюдается песчаность пород в зоне аэрации и западной части разреза и большая глинистость к востоку, вплоть до лимана Тажи. Сложная неоднородность разреза отражается на характере кривой депрессии.

Формирование подпора грунтовых вод, начавшееся после смещения уреза водохранилища на 4 км до уступа равнины, в силу упомянутого "сопротивления" протекает очень медленно.

Величина подпора на урезе водохранилища составляет 15,2 м. Для сопоставления укажем, что на участке Рахинка он составляет 18,3 м, а на участке Нижне-Погромное – 21,2 м.

Рассматриваемый створ представляет значительный интерес, поскольку по нему производились расчеты подпора грунтовых вод, которые легли в основу расчета, выполненного Н.Я. Мясниковой по всему Волго-Ахтубинскому массиву, методом конечных разностей для двухмерного потока.

Формирование подпора грунтовых вод в пределах морской хвалынской равнины показано на рис. 37 на 1 I. 1965 г. и на 1.I. 1975 г. Эти сроки соответствуют примерно 5- и 15-летнему периоду формирования подпора. Глубина депрессии, считая от отметки НПП +15 м, составила в Нижне-Погромном 18 м, в Рахинке 12,2 м, в Луго-Водяном 6,1 м. На 1. I. 1975 г. она уменьшилась соответственно на 5,5; 4,5 и 3,3 м, или в среднем до 0,5 м в год.

Это говорит о длительности процесса формирования подпора в пределах морской хвалынской равнины; конечный подпор по прогнозу 1953 г. продлится более 50 лет. Однако следует ожидать, что с развитием орошения земель в Заволжье процесс формирования подпора может ускориться. Кроме того, в связи с возникающей напорностью вод хазарского горизонта изменяется режим влажности в зоне аэрации, что в аналогичных условиях приводит к заболачиванию и засолению грунтов. В настоящее время заболачивание территории наблюдается на отдельных участках Средне-Ахтубинской оросительной системы.

В Нижне-Погромном и южнее, где происходит фильтрация из водохранилища в обход плотины, большие глубины сохраняются и после установления конечного подпора грунтовых вод.

Формирование подпора грунтовых вод в пределах Приволжской песчаной гряды характеризуется на основе наблюдений на участках Луго-Водяное, Быково и материалов гидрогеологической съемки.

Приволжская песчаная гряда, как было указано выше, возвышается над хвалынской равниной на 10–15 м. Уклон грунтовых вод на западном ее склоне значительно круче, чем на участке хвалынской равнины. Например, на створе Быково между скв. 234 и 238 уклон составляет 0,034. Гидроизогипса естественного потока с отметкой +15 на Приволжской гряде проходит на расстоянии 1–3 км от уреза водохранилища, в то время как на хвалынской равнине она проходит на расстоянии 15–20 км от него (см. рис. 35). Все это предопределяет более быстрое завершение формирования подпора в этой части побережья, чем на хвалынской суглинистой равнине.

Формирование подпора грунтовых вод на данном участке началось лишь после паводка 1960 г., когда берег водохранилища сместился на 3,2 км. При подпоре на урезе водохранилища 6,71 м глубина депрессии, образовавшейся на поверхности грунтовых вод, к 20 августа 1961 г., когда наблюдения были прекращены, составляла 3,05 м ниже НПП.

По данным Волгоградской ГРП ВДТГУ, производившей гидрогеологическую съемку в 1964 г., депрессия грунтовых вод повысилась до от-

метки 13,7 м, т.е. глубина ее составляла уже 1,3 м, в настоящее время она практически заполнена.

Однако в южной половине прибрежной зоны Приволжской гряды, как это показано на карте гидроизогипс (см. рис. 35), депрессия небольшой глубины все еще сохраняется и формирование подпора грунтовых вод продолжается.

В связи с относительно высокими отметками рельефа отрицательные последствия подпора на Приволжской гряде (песчаной) не возникали.

Сарпинская терраса, примыкающая к Приволжской песчаной гряде и южнее к морской хвалынской равнине, была полностью затопленной, а северная часть рассматриваемого побережья, у устья р. Еруслан, — не полностью затопленной. На образовавшемся островке, где расположена оставшаяся часть сел Бережновка и Молчановка, вся территория оказалась подтопленной грунтовыми водами и частично заболоченной.

Формирование подпора грунтовых вод в устьевой части долины р. Еруслан характеризуется наблюдениями на створе Беляевка, которые проводились с перерывами до октября 1964 г. Створ наблюдательных скважин на правом берегу р. Еруслан пересекает I и II надпойменные террасы и далее проходит по пологому склону III. Террасы сложены в основном песками, покрытыми сверху суглинками. До подпора грунтовые воды заключались в песках и дренировались рекою. В процессе формирования подпора кривая депрессии переместилась из песков в суглинки. При такой структуре двухслойной толщи, в отсутствие непроницаемых "экранов" у уступа хвалынской террасы, подпор грунтовых вод развивается довольно быстро. Развитие подпора ограничивается, однако, выходом подземных вод в тыловой части террасы, где происходит подтопление территории и ее заболачивание.

Сопоставление фактического формирования подпора с данными прогноза

Прогноз установившегося подпора грунтовых вод на левобережье Волгоградского водохранилища был выполнен Заволжской экспедицией ВГТ по отдельным створам в 1953 г. по формулам Г.Н. Каменского и других исследователей, для неустановившегося подпора — в основном по номограммам, составленным под руководством М.А. Везиоровской, а в южной части лабораторией гидрогеологических проблем им. Ф.П. Саваренского АН СССР — методом конечных разностей Г.Н. Каменского (Н.А. Мясниковой). Позднее, в 1957 и 1958 гг., расчеты подпора по отдельным створам производились сотрудниками НИСа МГРИ И.К. Гавич, С.М. Семеновым и Л.С. Язвиным. Длительные наблюдения за фактическим формированием подпора производились на участках Нижне-Погромное, Рахинка и Луго-Водяное. По этим участкам Л.И. Фишманом проведено сопоставление фактических данных с прогнозами.

Створы Нижне-Погромное, Рахинка и Луго-Водяное, по которым производились расчеты, расположены в южной части водохранилища.

В этой части хвалынской равнины грунтовые воды дренировались до

Сопоставление прогнозного подпора грунтовых вод по наблюдательным скважинам створа Рахинка с фактическим подпором

Номер скважины	Октябрь 1964 г. (5 лет после подпора)			Октябрь 1969 г. (10 лет после подпора)		
	По прогнозу	Фактически	Расхождение	По прогнозу	Фактически	Расхождение
2156	18,00	13,06	4,94	16,50	15,35	1,15
2155	15,00	9,75	5,25	15,10	12,24	2,86
2157	14,77	7,75	7,02	14,90	10,42	4,48
2158	10,46	3,05	7,41	13,30	6,21	7,09
2159	3,95	—	—	6,70	—	—

подпора реками Волгой и Ахтуба, образуя типичный радиальный поток на массиве площадью порядка 2400 км². На рассматриваемом Волго-Ахтубинском массиве Н.А. Мясикиной был применен метод расчета подпора в конечных разностях для условий двухмерного потока. При расчете приняты следующие граничные условия: на западе — уровень Волгоградского водохранилища, на юге — уровень воды в р. Ахтуба (в нижнем бьефе); на востоке — неизменный уровень грунтовых вод в лимане Тажи и других равнинных понижениях южнее лимана, на севере — формирующийся подпор грунтовых вод по створу Луго-Водяное — Лиман Тажи, где радиальный поток переходит в одномерный плоский.

Из анализа имеющегося материала (в основном в прибрежной зоне) для рассматриваемой площади были приняты следующие средние расчетные параметры: $k = 12$ м/сут, $m = 36$ м; $\mu = 0,06$.

В результате выполненных расчетов построены карты развития подпора на 5, 10, 50 лет и для конечной стадии.

При сопоставлении прогнозных данных подпора на 5 и 10 лет с фактическими наблюдениями на указанных створах выявилось значительное отставание фактического уровня от прогнозного. Причем по створу Рахинка, расхождение по истечении 5 лет после подпора составляет от 4,95 до 7,41 м, а за 10-летний период — от 1,15 до 7,09 м (табл. 10).

Данные Н.А. Мясикиной взяты с соответствующих карт на 5–10 лет. Данные фактического подпора взяты по состоянию на 1 января 1964 года и 1 ноября 1970 года. Период наполнения водохранилища (с декабря 1958 по октябрь 1961 г.), согласно выполненному расчету, приравнивается к двум годам воздействия мгновенного подпора.

Анализ фактического материала позволяет заключить, что основная причина расхождения заключается в существенном завышении параметров, положенных в основу расчета.

Вторая причина заключается в наличии на уступе хвалынской равнины, при сочленении ее со II надпойменной террасой, суглинистых линз (Луго-

Водяное) или террасы, сложенной малопроницаемыми породами (Рахинка), что создает сопротивление потоку и замедляет подпор.

По данным прогноза подпора грунтовых вод, выполненного в 1953 г., были выделены зоны ожидаемого подтопления территории на сохранившихся от затопления пойменной и сарпинской террасах, а также на хвалынской, где грунтовые воды после подпора окажутся на глубине менее 2–3 м.

При большой глубине установившегося подпора на хвалынской и более высоких террасах прогнозировалось только улучшение условий водоснабжения.

Фактически подтопление территорий происходит не только на низких террасах, но и на хвалынской террасе при глубине грунтовых вод порядка 7–8 м.

На этих участках поверхность грунтовых вод переместилась из хазарских песков в покрывающие их суглинки. При этом изменились высота капиллярного поднятия и режим влажности в зоне аэрации, в связи с чем образовалась устойчивая верховодка и возникли все связанные с нею отрицательные последствия.

Глава VI. МОДЕЛИРОВАНИЕ ЕСТЕСТВЕННОЙ И НАРУШЕННОЙ ФИЛЬТРАЦИИ ПОДЗЕМНЫХ ВОД В РАЙОНЕ ВОЛГОГРАДСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА

В районе левобережья Волгоградского водохранилища проводилось моделирование естественного регионального потока подземных вод до создания водохранилища и подъема уровня подземных вод хвалыно-хазарского водоносного комплекса в результате создания водохранилища и строительства оросительных систем. Область моделирования ограничена с севера р. Еруслан, с юга — р. Ахтуба, с запада — р. Волгой. Восточная граница области отнесена от берега водохранилища на 40–60 км.

В пределах области моделирования выделяются два основных геоморфологических элемента — Приволжская песчаная гряда и хвалынская морская равнина.

На области моделирования проведено решение обратной стационарной задачи по определению питания подземных вод в естественных условиях, обратной нестационарной задачи по воспроизведению режима подпора подземных вод в прибрежной зоне водохранилища и подъема уровней на массивах орошения и, наконец, прогнозной задачи на последующий период существования водохранилища.

Определение питания подземных вод в естественных условиях проведено методом вариационных кривых, основные теоретические положения которого изложены в настоящей главе.

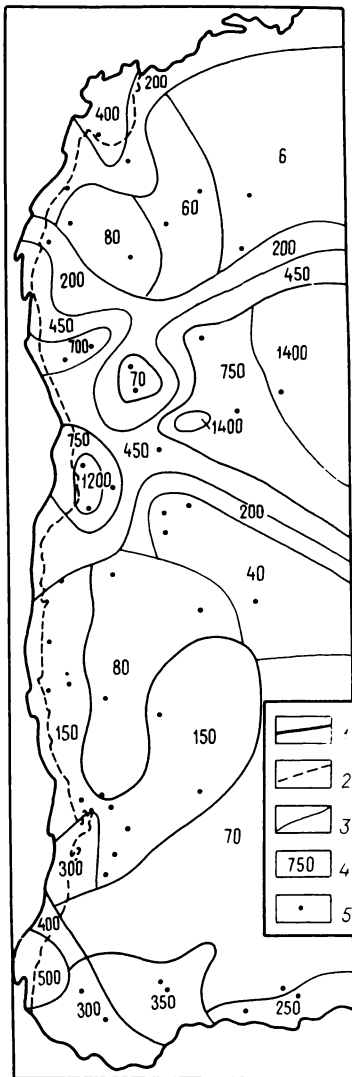


Рис. 38. Схематическая карта водопроницаемости хвалыно-хазарского водоносного комплекса южной части левобережья Волгоградского водохранилища.

1 – берег Волги до создания водохранилища; 2 – берег водохранилища; 3 – границы зон с различными расчетными значениями водопроницаемости; 4 – расчетная водопроницаемость, $m^2/сут$; 5 – скважины

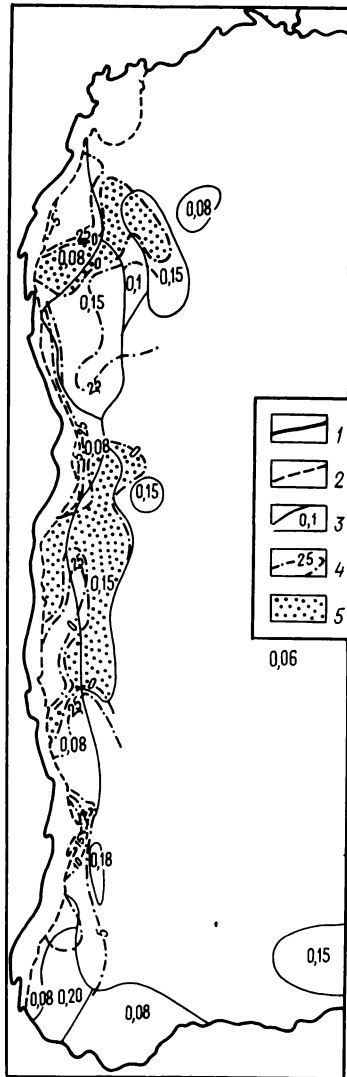


Рис. 39. Схематическая карта коэффициента недостатка насыщения южной части левобережья Волгоградского водохранилища.

1 – берег Волги до создания водохранилища; 2 – берег водохранилища; 3 – границы зон с различными расчетными значениями, число – расчетное значение коэффициента недостатка насыщения; 4 – изолиния высоты подъема уровня подземных вод в суглинках, м; 5 – область перемещения депрессионной поверхности подземных вод в песчаных отложениях

Построение специализированных карт

В соответствии с принятой плоской в плане расчетной схемы хвалыно-хазарского водоносного комплекса для моделирования составлена карта водопроницаемости хвалыно-хазарского водоносного комплекса, карта недостатка насыщения отложений, в которых происходит перемещение депрессионной поверхности, и карта граничных условий. Карты водопроницаемости и недостатка насыщения построены по материалам и совместно с Саратовской гидрогеологической партией.

Построение схематической карты водопроницаемости. Карта водопроницаемости хвалыно-хазарского водоносного комплекса южной части левобережья Волгоградского водохранилища построена по данным гидрогеологических изысканий на оросительных системах, бурения и опробования эксплуатационных скважин и др. Широко использовались гидрогеологические разрезы изысканий Волгогипроводхоза и материалы Ростовской экспедиции.

Анализ исходной информации показывает, что водопроницаемость хвалыно-хазарского водоносного комплекса определяется главным образом мощностью и коэффициентами фильтрации хорошо проницаемых хазарских песков. Прослеживается прямая зависимость увеличения коэффициента фильтрации хазарских песков от увеличения глубины их залегания. При увеличении глубины от 6 до 30 м величина коэффициента фильтрации возрастает в среднем от 1 до 30 м/сут. Распределение частных значений водопроницаемости по площади модели имеет следующие закономерности (рис. 38): водопроницаемость изменяется от 6 до 1900 м²/сут, в среднем от 100 до 400 м²/сут, максимальные значения определены для Приволжской песчаной гряды и существует тенденция возрастания по направлению от водораздела к прибрежной зоне водохранилища. Значения водопроницаемости прибрежной зоны 1000–1400 м²/сут, вероятно, завышены, так как при мощности хазарских песков 15–20 м эффективное значение коэффициента фильтрации имеет значение 60–90 м/сут (средние значения коэффициента фильтрации песков хазарских отложений около 15–30 м/сут). Однако существующий комплект исходной информации не позволил произвести отбраковки частных определений водопроницаемости.

Первый вариант карты водопроницаемости в своей основе имел гладкую модель распределения параметра. В соответствии с данной моделью была проведена частичная линейная интерполяция водопроницаемости и выделены изолинии 100, 300, 500 и 1000 м²/сут. Однако малая обоснованность гладкой модели распределения величины водопроницаемости определила переход к более простой зонной кусочно-постоянной модели распределения параметра. Границы зон с постоянными расчетными значениями водопроницаемости проводились в соответствии с построенными в первоначальной карте изолиниями водопроницаемости или по совокупности значений существующих частных определений. В первом случае расчетное значение зонального параметра принималось равным среднему

арифметическому между значениями соответствующих изолиний, во втором случае — среднему арифметическому по совокупности определенных значений. В построенной таким образом карте водопроницаемости расчетные значения соседних зон отличаются в 2–4 и более раз.

Для целей решения обратной стационарной задачи по определению естественного питания водопроницаемость затопленной водохранилищем зоны задана экстраполяцией значений, полученных для прибрежной зоны водохранилища. Основанием экстраполяции служили гидрогеологические разрезы, построенные вкрест простирания побережья водохранилища.

При решении обратной стационарной и нестационарной задач карта водопроницаемости подвергалась частичным изменениям, и на рис. 38 показан окончательный ее вариант.

Методика построения схематической карты недостатка насыщения. Карта коэффициента недостатка насыщения (рис. 39) представляет собой районирование территории по признаку литологического состава отложений, в которых происходит перемещение депрессионной поверхности грунтовых вод. Каждой выделенной литологической разности соответствует расчетное значение параметра. Для оценки изменения величины недостатка насыщения при перемещении депрессионной поверхности из одной литологической разности пород в другую (например, из хазарских песков в хвалынские суглинки) построены две карты параметра: до создания водохранилища и по состоянию на 1972–1974 гг. Совмещение двух карт показывает, что изменение распределения недостатка насыщения за прошедший период существования водохранилища происходит главным образом в его прибрежной части и на основной площади области моделирования перемещение депрессионной поверхности происходит в одноименной литологической разности породы. В связи с этим за основу построения карты недостатка насыщения принято районирование по состоянию на 1972–1974 гг. Таким образом, на модели, учитывая ее региональный характер, изменение недостатка насыщения при подпоре не задавали. Для обоснования принятого районирования карта недостатка насыщения совмещена с картой изолиний высоты подъема уровней в суглинисто-глинистых отложениях. Анализ показывает, что территория со значением параметра, соответствующим суглинкам, в основном лежит в пределах максимальных значений изолиний и территория, где величина подъема равна нулю, имеет значение недостатка насыщения, соответствующее пескам.

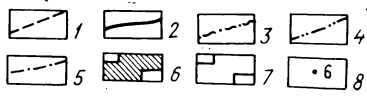
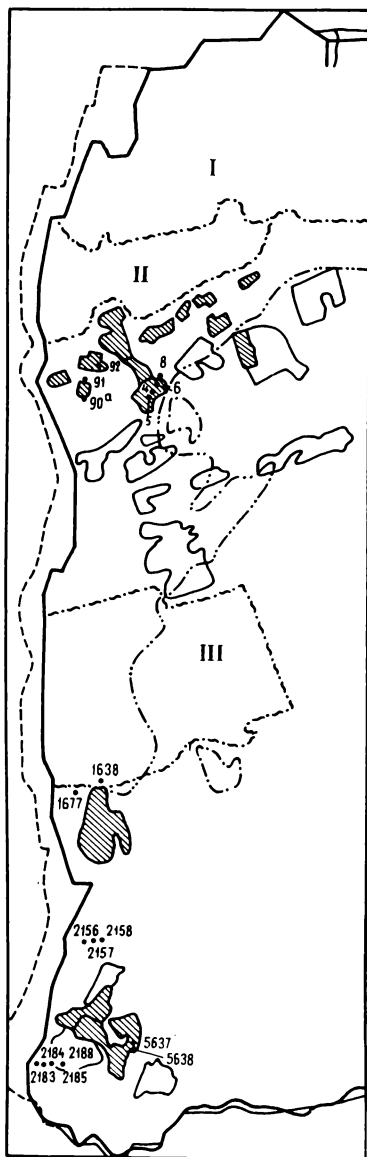
В соответствии с комплексом проведенных съемочных и разведочных работ, выделенные зоны имеют следующие значения недостатка насыщения (по данным Саратовской гидрогеологической партии):

- а) суглинки (в основном хвалынские) — $\mu = 0,06$;
- б) переслаивание песчаных, глинистых и суглинистых пород — $\mu = 0,06-0,1$; μ расчетное = $0,08$;
- в) песчаные отложения (хазарские пески) — $\mu = 0,10-0,15$; μ расчетное = $0,15$.

При решении обратной нестационарной задачи исходная карта недостатка насыщения уточнялась в пределах возможного варьирования

Рис. 40. Схематическая карта граничных условий модели хвалыно-хазарского водоносного комплекса южной части левого бережья Волгоградского водохранилища.

1 – аппроксимация на модели берега Волги до создания водохранилища; 2 – берег водохранилища; 3 – границы проектируемых оросительных систем: I – Николаевская, II – Заволжская, III – Приморская; 4 – граница между Приволжской песчаной грядой и хвалынской морской равниной; 5 – границы крупных дренирующих лиманов Тажи и Пришиб; 6 – массивы орошения, введенные в эксплуатацию в 1962–1976 гг.; 7 – проектируемые массивы орошения; 8 – режимные скважины и их номер



параметра. На рис. 39 показан окончательный вариант карты.

Построение схематической карты граничных условий.

Схематическая карта граничных условий отражает условия водообмена подземных и поверхностных вод, условия разгрузки подземных вод в крупные дренирующие понижения – лиманы Тажи и Пришиб и условия питания подземных вод на массивах орошения (рис. 40). Для сеточной модели непрерывное распределение значений граничных условий (напоров и расходов) трансформировалось в значения границ для граничных узловых точек модели и разбивка области проводилась таким образом, чтобы граничные узловые точки модели с максимально возможной точностью соответствовали положению берега Волги, водохранилища и т.д.

Для области моделирования вводилась предпосылка о совершенной гидравлической связи поверхностных и подземных вод, что, очевидно, вполне оправдано для региональной модели. В соответствии с этим все поверхностные водотоки задавались граничными условиями I рода. На северо-западе области,

практически не охарактеризованной фактическим материалом, временный водоток с большой долей условности также задан граничным условием I рода. Для всех задач восточная граница области принята непроницаемым контуром. На рис. 40 показаны граничные условия одновременно для стационарной и нестационарной задач.

При решении стационарной задачи по определению естественного питания подземных вод хвалыно-хазарского водоносного комплекса до создания водохранилища вдоль берегов рек Волги, Ахтуба и Еруслан задавались абсолютной отметки их уреза на меженный период. Для вычисления меженных значений в каждую граничную узловую точку модели задавались значения урезом, и значения между ними получены линейной интерполяцией по длине водотока.

Обратная нестационарная и прогнозная задачи решались методом суперпозиции. Соответственно этому по урезу водохранилища на различные этапы его заполнения как нестационарные граничные условия I рода задавались превышения абсолютной отметки водохранилища над уровнем грунтовых вод в естественных условиях.

Для задания нестационарного граничного условия на урезу водохранилища гидрограф его заполнения аппроксимировался двухступенчатым графиком соответственно промежуточной отметке водохранилища 7,5 м и проектной 15 м. В соответствии с двумя ступенями аппроксимированного гидрографа на карте граничных условий выделены два положения уреза водохранилища – промежуточное на весну 1959 г. и окончательное. При перемещении уреза более чем на полшага разбивки области происходит перемещение граничных узловых точек модели, в обратном случае в узловых граничных точках модели происходит только изменение значения подпора. На момент достижения водохранилищем проектной отметки величина подпора на его урезу лежит в пределах от 22 до 2,5 м.

Для нижнего бьефа и временного водотока задавалось нулевое значение границы.

Для нестационарных задач крупные дренирующие понижения – лиманы Тажи и Пришиб – моделировались граничными условиями III рода, т.е. задавалась линейная зависимость величины изменения питания грунтовых вод от глубины их залегания. Расчет дополнительных фильтрационных сопротивлений выполнен по формуле (14) по результатам решения обратной стационарной задачи. Более мелкие дренирующие понижения на модели не задавались в связи с мелким масштабом моделирования.

При решении обратной нестационарной задачи на Кисловской, Тажинской и Среднеахтубинской оросительных системах подбиралась величина изменения питания подземных вод от естественного. Подбор заключался в определении величины нестационарного распределения источника $\Delta W(t)$. Порядок включения площадей отражен на карте граничных условий (см. рис. 40).

Величины изменения питания на проектируемых площадях орошения задавались на прогнозный период с 1976 г. по данным решения обратной нестационарной задачи, что также отражено на карте.

Таким образом, в стационарной задаче на картах граничных условий показан способ моделирования берега Волги и ее притоков как граничных условий I рода. В нестационарных задачах отражен способ моделирования берега водохранилища как нестационарного граничного условия I рода, нижнего бьефа водохранилища и временного водотока как нулевого стационарного граничного условия I рода, крупных дренирующих лиманов как стационарного граничного условия III рода и оросительных систем как нестационарного распределенного источника $\Delta W(t)$.

Методика и процесс решения задач по воспроизведению естественной и нарушенной фильтрации подземных вод в районе Волгоградского водохранилища

Определение естественного питания подземных вод хвалыно-хазарского водоносного комплекса до создания водохранилища. При постановке указанной задачи предполагалось с использованием методики вариационных кривых [11] получить распределенные питания подземных вод хвалыно-хазарского водоносного комплекса и далее провести гидрогеологическую интерпретацию полученных результатов. Определенные методом вариационных кривых величины питания позволили оценить естественные ресурсы водоносного комплекса до создания водохранилища, и анализ результатов показал тесную связь величины питания с геоморфологией изучаемого района, строением зоны аэрации и глубинами залегания уровней грунтовых вод. Опробование методики вариационных кривых на конкретном материале позволило получить ряд методических выводов, связанных с использованием этого метода в гидрогеологических расчетах.

Суть методики вариационных кривых, предложенной В.И. Гудзем, заключается в следующем.

Вводится понятие зонных моделей, т.е. таких моделей, которые произвольную пространственную изменчивость гидрогеодинамических характеристик (водопроницаемости, площадных источников питания и разгрузки, коэффициентов емкости) представляют в виде произвольного числа подобластей (зон) произвольной конфигурации с постоянным значением искомой характеристики. Поскольку формировать зоны можно произвольным образом, то ориентация алгоритмов и всей методики на зонные модели практически не сужает возможностей исследовать любую пространственную изменчивость модельных характеристик. Ставится задача определения зональных параметров модели. Критерием поиска зональных характеристик модели является оптимальное соответствие модельного и натурального полей напоров.

В математическом плане работа с данными моделями, реализованными на сеточных фильтрационных моделях, означает, что вместо поиска матрицы водопроницаемости, источников и т.п. $P_{i,j}$, состоящей из нескольких сотен или тысяч чисел, происходит поиск параметрического вектора P_k ($k = 1, \dots, l$ — число зон), т.е. 5–10 чисел. Следует еще учесть, что чувствительность модели, т.е. поля напоров или уровней $H_{i,j}$ к вариациям

P_k и $P_{i,j}$, существенно разная. Для P_k она в среднем гораздо выше, что облегчает поиск таких P_k^* , которые дают наилучшее приближение модели $H_{i,j}(P_k^*)$ к натурным данным $\hat{H}_{i,j}$.

Основанием оптимизации соотношения модельного и натурального полей напоров служит минимизация группы функционалов в пространстве зональных характеристик модели. Формируются три типа функционалов невязок.

1. Общий функционал

$$\Phi_g(P_{ik}) = \sum_{i,j} |\hat{H}_{i,j} - H_{i,j}(P_k)|, \quad (69)$$

где суммирование идет по всем внутренним узловым точкам модели. Искомый параметрический вектор P_k есть либо T_k — водопроницаемость, либо W_k — плотность источников, либо μ_k — емкостная характеристика. При решении задачи по левобережью Волгоградского водохранилища определялись плотности источников, имеющие смысл питания водоносного горизонта в естественных условиях.

Таким образом, методика универсальна не только по структуре пространственной изменчивости моделей по исследуемым характеристикам, но и по типу обратных задач. В рамках единого подхода строится группа математически сходных алгоритмов решения обратных задач для различных характеристик. Это единообразие позволяет реализовать машинные методики в виде гибридных или цифровых программ, способных одновременно решать различные типы обратных задач. Такое комплексирование методик приводит к повышению эффективности разработок и внедрению их в практику гидрогеологического моделирования.

2. Реперный функционал

$$\Phi_r(P_k) = \sum_r |\hat{H}_r - H_r(P_k)|, \quad (70)$$

где суммирование идет по реперным узловым точкам. \hat{H}_r означает те $H_{i,j}$, которые входят в число реперных точек. Здесь под реперными точками понимаются узловые точки модели, значения напоров \hat{H}_r в которых получены непосредственным измерением по скважине, колодцам и т.д. Таким образом, в реперные точки не включаются узловые точки модели, значения напоров в которых получены интерполяцией между реперными значениями. $H_r(P_k)$ — результат оперативной решения прямой задачи с текущими параметрами P_k в реперных точках. Опыт показал несовпадение информации, содержащейся в Φ_g и Φ_r . Об этом свидетельствует несовпадение системы минимумов вариационных кривых:

$$V(P_k) = \Phi(P_k), \quad (71)$$

т.е. кривых типа $\Phi(P_k = P_k^{(p)} + n \cdot \Delta_1)$, где $n = -\sigma; -\sigma + 1, \dots, \sigma - 1$;

σ — для реперного и общего функционалов. Это подтверждает правильность выделения двух независимых функционалов.

3. Вводятся l зональных функционалов:

$$\Phi_k^z(P_{,k}) = \sum_{R_k} |H_r - H_r(P_r)|, \quad (72)$$

где суммирование идет по всем точкам зоны номера k . Иногда полезно ввести еще четвертый тип функционалов Φ_k^z — реперно-зональный, т.е. когда суммирование модуля разности натуральных и модельных значений напоров идет не по всем точкам зоны, а лишь по реперным.

При расчетах для части левобережья Волгоградского водохранилища появилась необходимость выделения пустой зоны. Под пустой зоной понимается область модели, практически не охарактеризованная реперными точками, но влияющая на определение питания. Здесь натурное распределение напоров принимается с большой долей условности и зональный функционал пустой зоны не участвует в суммировании при расчете общего функционала. Варьирование зонального параметра пустой зоны проводится с целью оценки ее влияния на другие зоны модели.

Их общих физико-математических соображений вытекает, что введенные нами функционалы обладают следующим основным свойством.

Если нормы для двух произвольных параметрических векторов P' и P'' таковы, что выполняется соотношение

$$\|P' - P^*\| \geq \|P'' - P^*\|, \quad (73)$$

где P^* — абсолютный минимум функционала, а в качестве нормы можно использовать, например,

$$\|P\| = \sum_{i=1}^n |P_i|, \quad (74)$$

то обязательно

$$\Phi(P') \geq \Phi(P''). \quad (75)$$

Интерпретация основного условия (73) и (75), на котором основано использование функционалов в качестве меры степени приближения к точному решению, следующая. Если данный вектор параметров ближе к решению, чем другой вектор, то соответствующий функционал меньше, чем для другого, более удаленного от решения параметрического вектора.

Условие (73), (75), которое можно назвать "условием единственности экстремума", гарантирует, что $\Phi(P)$ не может иметь более одного минимума $\Phi(P^*)$. Но оно, естественно, не дает никаких гарантий насчет гребней, участков нечувствительности Φ к P_k и других усложнений.

Опыт подтвердил, что реальная геометрическая структура функционалов в пространстве параметров для натуральных и даже теоретических

моделей часто содержит гребни — участки, где вариации некоторых P_k не чувствительны к величине $\Phi(P_k)$, и даже участки, где "склон" $\Phi(P_k)$ по P_k ориентирован в сторону от P_k^* . Все это следует обязательно учитывать при разработке и практическом применении.

Очень важно уяснить, что, в противоположность теоретическим представлениям, отражаемым в аналитическом аппарате, реальные модели таковы, что не существует единственного точечного решения P^* , т.е. такого вектора, что для любого другого $P \neq P^*$, как угодно мало отличающегося от P^* (скажем, не более чем на 1%), $\Phi(P)$ больше $\Phi(P^*)$. На самом деле существует не точечное решение P^* , а область решения P^* , так что минимум $\Phi(P)$ "размазан" по некоторому непрерывному множеству точек в пространстве $\{P_k\}$. Однако из причин этого — плохая совместность натуральных моделей, т.е. несоответствие природных свойств моделируемых объектов тем упрощающим предположениям, которые лежат в основе количественных соотношений.

Таким образом, данная методика позволяет не только решать обратные задачи, но и анализировать модель по части влияния P_k на модель, что является новым методическим моментом.

Проиллюстрируем введенные здесь понятия "чувствительность модели" и "совместность модели", предварительно определив понятие "вариационная кривая". Вариационные кривые строятся для наглядного представления об изменении величин общего, зонального и реперного функционалов при варьировании искомого параметра и представляют собой графики, на которых по оси абсцисс откладывается текущее значение варьруемого зонального параметра, а по оси ординат — величины общего, зонального или реперного функционала (рис. 41).

Понятие "чувствительность" иллюстрируется следующим примером. Задана двухзонная стационарная модель, состоящая из зон А и Б с параметрами (для определения питания подземных вод) W_A и W_B (см. рис. 41, а). При варьировании зонального параметра зоны А могут быть построены вариационная кривая зонального функционала, вариационная кривая зоны Б, характеризующая изменение зонального функционала при варьировании параметра зоны А, и вариационная кривая, характеризующая изменение общего функционала.

Если при варьировании параметра зоны А все функционалы имеют выраженное изменение, модель чувствительна к варьированию параметра зоны А (рис. 41, б). Если при варьировании зоны А зональный функционал зоны Б не обнаруживает значительных изменений, следует говорить о слабой чувствительности зоны Б к изменению параметра зоны А (см. рис. 41, в). Наконец, если при варьировании зоны А общий и зональный функционалы слабо изменчивы, следует говорить о невозможности достаточно однозначного определения зонального параметра зоны А (см. рис. 41, г).

Понятие "совместность модели" рассмотрим на следующем примере.

Задача идеализированная стационарная двухзонная модель распределения питания, состоящая из зон А и Б. Заданное на модели распределение напоров точно соответствует решению прямой задачи. Величины

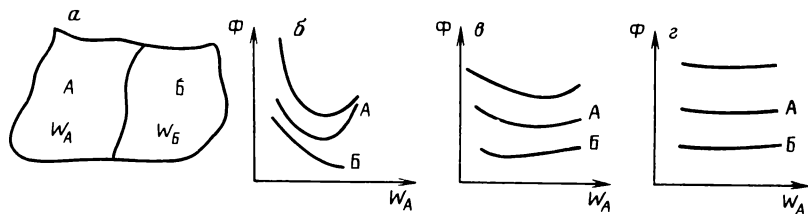


Рис. 41. Графики к понятию "чувствительность модели"

питания в пределах зон и их площади сопоставимы. Предположим, что производится варьирование зоны A при фиксированном точном значении параметра зоны B . В этом случае при текущем значении варьируемого параметра, равном его точному значению, получим минимальные значения общего и двух зональных функционалов, близкие к нулю в пределах точности решения прямой задачи, и минимумы всех функционалов совпадут в одной точке на оси абсцисс вариационных кривых (рис. 42, a). Модель полностью совместна. Далее предположим, что реперное распределение напоров в пределах зоны A задано с некоторым постоянным отклонением от точного распределения напоров, т.е. заданное распределение напоров в пределах зоны A не согласуется с принятой гидродинамической схемой (неточно выполняется заданное в схеме уравнение Пуассона). В этом случае при варьировании параметра зоны A близкого к нулю значения в минимуме достигает только зональный функционал B , общий и зональный функционалы A в минимуме значительно отличны от нуля, однако совпадают в одной точке относительно оси абсцисс вариационной кривой. В данном случае несовместность модели выражена в значительном отличии от нуля значений функционалов в минимуме, однако параметры определяются с большой степенью однозначности (см. рис. 42, β).

Далее, если задать реперное распределение напоров в зоне A с переменным отклонением от точного распределения напоров, исказить точно заданную конфигурацию зон, задать различные переменные отклонения реперных напоров в обеих зонах, то общий и зональный функционалы в минимуме не только значительно отличаются от нуля, но и минимумы вариационных кривых могут быть сдвинуты по оси абсцисс относительно друг друга. В данном случае зональные параметры не определяются однозначно, и могут быть получены только некоторые интервалы их возможного изменения (см. рис. 42, θ). Крайние значения интервалов определяются значениями зональных параметров, соответствующих минимумам общего, реперного и зонального функционалов.

При значительной несовместности модели реальным гидрогеологическим условиям (критерии несовместности принимаются заранее), принятая зонная модель требует коррекции, заключающейся, в частности, в изменении конфигурации зон, дроблении крупных зон на более мелкие, в уточнении и дополнении исходной информации. Указанные изменения производятся соответственно гидрогеологическим условиям территории.

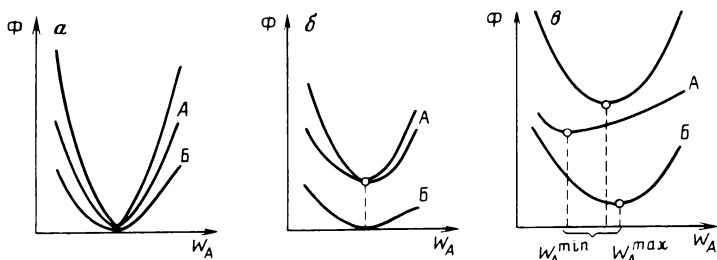


Рис. 42. Графики к понятию "совместность модели"

Практика выполненных гидрогеологических расчетов показала следующий оптимальный порядок проведения варьирования зональных параметров.

Выбор зоны, для которой варьирование зонального параметра производится в первую очередь, определяется ее влиятельностью. Варьируется зона, для которой изменение зонального параметра вызывает большие изменения общего функционала, и далее производится варьирование менее влиятельных зон в порядке убывания. При моделировании естественного регионального потока на левобережье Волгоградского водохранилища производился поиск минимума зонального функционала и контролировалось изменение общего функционала. В случае, если при минимуме зонального функционала значение общего функционала существенно возрастало, значение параметра варьiruемой зоны не принималось по минимальному значению ее функционала. Обычно в этом случае производилось варьирование других зон.

Определение распределения питания хвалыно-хазарского водоносного комплекса проводилось в соответствии с изложенными выше принципами. В связи с тем что определение натуральных величин напоров проводилось по большому количеству скважин и вследствие сравнительно простой формы регионального потока, при моделировании пользовались общими функционалами без рассмотрения их реперных значений (общее количество точек, по которым строилась карта гидроизогипс, — 244 при 1000 узловых точках модели).

Границы области моделирования принимались соответственно карте граничных условий (см. рис. 40): берега рек Волги, Ахтуба и Еруслан задавались граничными условиями I рода, восточная граница модели — непроницаемым контуром. Задание восточной границы непроницаемым контуром оправдано для ее южной и северной частей, где она расположена нормально к гидроизогипсам, а на остальном протяжении указанной границы существует некоторая ошибка. Однако градиент напора естественного потока здесь мал, и расчеты по карте гидроизогипс (рис. 43) показали, что приток с указанной части восточной границы может составлять не более 3000–5000 м³/сут. При последующих расчетах стало

видно, что суммарная величина питания области моделирования в естественных условиях составляет около $150\,000\text{ м}^3/\text{сут}$ и относительно этой величины приток с рассматриваемой части восточной границы лежит в пределах 2–3 % от величины суммарного питания.

Шаги разбивки области имели величины 1200–8000 м, в среднем 3000–6000 м. Измельчение разбивки производилось для прибрежной к рекам Волги, Ахтуба и Еруслан территории, где резко возрастал градиент естественного потока. Учитывая факт, что на данной модели в дальнейшем производилось решение нестационарной задачи, измельчение разбивки осуществляли также в районах существующих оросительных систем, а также в районах расположения сети режимных скважин с целью помещения их в узлы сетки модели. Для средней части побережья Волги, где поток подземных вод в естественных условиях близок к одномерному, шаг разбивки вкрест простираения берега в 2–4 раза мельче шага разбивки вдоль побережья. Здесь элементарная ячейка модели имеет форму вытянутого вдоль побережья прямоугольника. При впадении в Волгу рек Ахтуба и Еруслан поток имеет радиальный характер и элементарная ячейка модели здесь близка к квадратной.

Исходя из принятых шагов разбивки области и оценочных значений величины питания соответственно корреляционным зависимостям А.В. Лебедева, оценен диапазон изменения величин источников, задаваемых на модель. Анализ оценочных расчетов показал, что для построения сеточной электрической модели на АЦВК необходимо использовать нижнюю часть диапазона изменения электрических сопротивлений сетки. Далее производилось определение величины питания подземных вод.

Первоначально была принята 3-зонная модель, которая последовательно была доведена до 10-зонной (см. рис. 43). Порядок выделения зон приведен в табл. 11. На рис. 43 приведен окончательный вариант конфигурации зон зонной модели. Зоны I, IV, V, VI, VII, VIII, IX, X в сумме представляют зону I первоначальной 3-зонной модели. Методика поиска значений зональных величин питания заключалась в следующем. Для модели с заданным количеством зон определялось минимальное значение общего функционала, после чего строилось поисковое поле напоров. После сопоставления поискового поля напоров с натурным на участках максимальных расхождений выделялись дополнительные зоны или изменялась их конфигурация и варьирование повторялось.

При выделении новой зоны первоначальное значение ее зонального питания выбиралось в соответствии с предыдущим вариантом. В среднем при варьировании зонального параметра его значение определялось по минимуму зонального функционала, и обращалось внимание на изменение общего функционала. Положение минимума общего функционала относительно оси абсцисс вариационных кривых должно было совпадать с минимумом зонального функционала или сдвинуто относительно его на малую величину.

На рис. 44, 45, 46, 47, 48 показаны вариационные кривые, полученные при моделировании. В среднем при решении задачи пользовались зональным функционалом варьлируемой зоны и общим функционалом, получен-

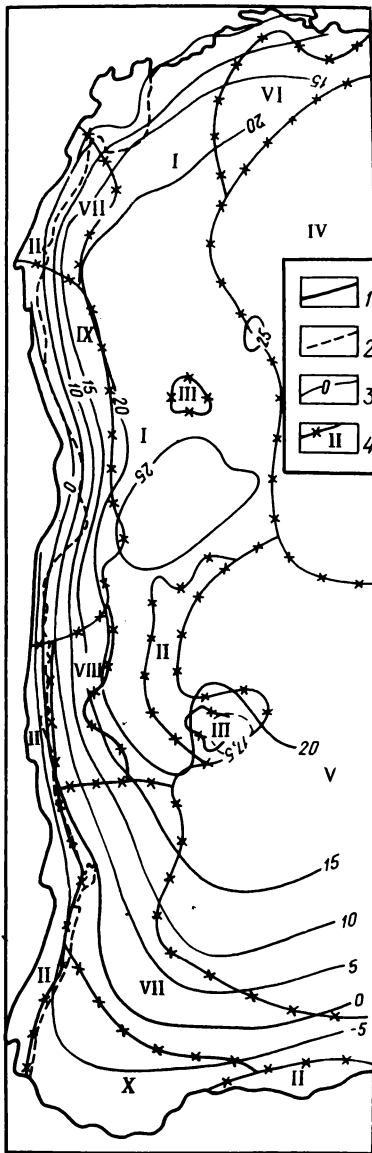


Рис. 43. Зонная модель распределения питания подземных вод южной части левобережья Волгоградского водохранилища до его создания.

1 – берег Волги до создания водохранилища; 2 – берег водохранилища; 3 – изолинии напоров подземных вод хвалыно-хазарского водоносного комплекса до создания водохранилища, м; 4 – границы и номера зон

ным при варьировании зонального параметра указанной зоны. Каждая вариационная кривая общего функционала располагается над вариационной кривой зонального функционала варьируемой зоны. Буквами выражена последовательность выбора зоны варьирования параметра, штрих над буквой показывает, что между зонами варьирования производилось изменение других параметров или же частичное изменение конфигурации зон.

Значения зональных параметров, используемых для последующего поиска, помечены на вариационных кривых зональных функционалов. Далее приводится последовательность поиска значений зональных питаний (см. табл. 11).

3-зонная модель (см. рис. 44) построена по карте районирования территории по глубинам залегания уровней грунтовых вод.

Зона I – глубина залегания более 5 м.

Зона II – глубина залегания 2,5–5 м.

Зона III – глубина залегания 0–2,5 м.

Зона I первого варианта модели занимала около 90 % площади модели,

и вследствие этого зональный функционал близок к общему. Начальное приближение взято соответственно корреляционной зависимости А.В. Лебедева для юго-востока европейской части СССР. Учитывая региональный характер модели, отрицательные значения питания относят

Рис. 44. Вариационные кривые 3- (а) и 4-зонной (б) моделей распределения питания.

1 — общего функционала; 2 — зонального функционала, римская цифра — номер зоны варьирования; 3 — минимум зонального функционала

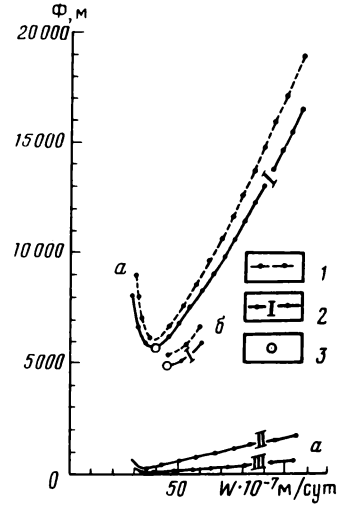
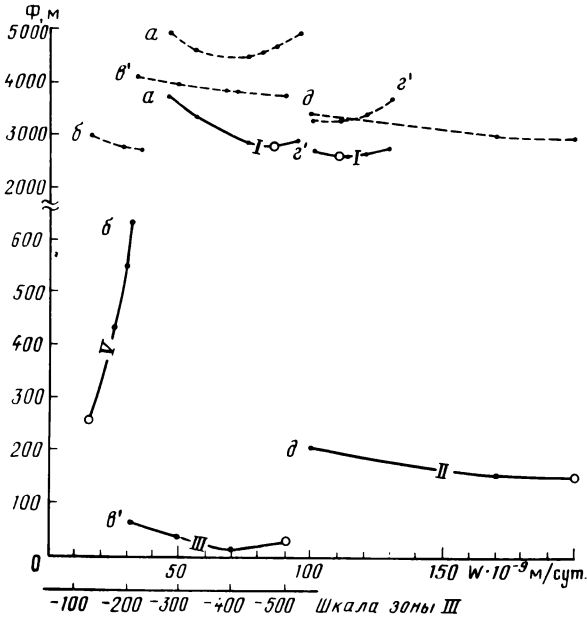


Рис. 45. Вариационные кривые 6-зонной модели распределения питания. Условные обозначения см. на рис. 44



только к крупным дренирующим понижениям — лиманам Тажи и Пришиб. Варьировалась величина питания только I зоны в связи с ее преобладанием и грубым характером 3-зонной модели. Получен минимум зонального функционала зоны I, совпадающий с минимумом общего функционала и незначительно сдвинутый относительно минимума зон II и III. Значение питания зоны I принято по минимуму ее зонального функционала.

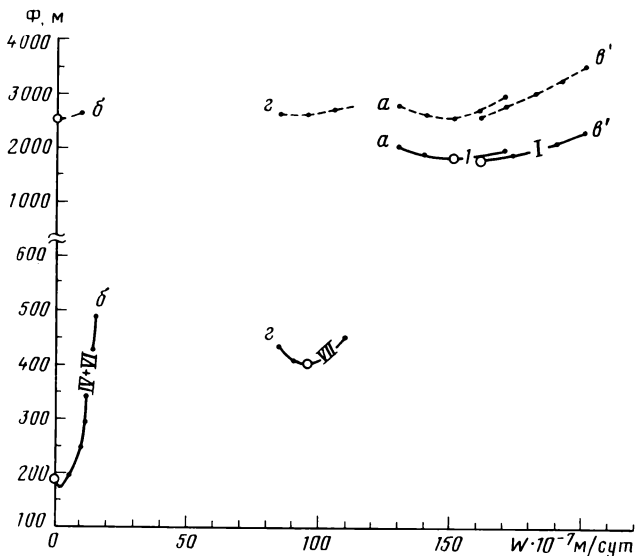


Рис. 46. Вариационные кривые 7-зонной модели распределения питания. Условные обозначения см. на рис. 44

4-зонная модель (см. рис. 44). При анализе 3-зонной модели получено, что удовлетворительное совпадение модельного и натурального полей напоров получено для северо-восточной части зоны I, в то время как для ряда прибрежных областей величина расхождения достигает 15 м при общем перепаде напоров 36 м. Северо-восточная часть зоны I практически не охарактеризована реперными точками, и вследствие этого здесь выделена зона IV, которая положена пустой, т.е. рассматривалось только влияние зоны IV на соседние зоны и величина ее зонального функционала не учитывалась при расчете общего функционала.

В построенной модели варьировалась только зона I, и существенного улучшения модели не получено.

6-зонная модель получена выделением в пределах зоны I пустой зоны IV и в юго-восточной части зоны I зоны V.

На первом этапе варьировалась величина параметра зоны I и получен минимум ее зонального функционала, незначительно сдвинутый относительно минимума общего функционала (см. рис. 45, кривые *a*). В результате получено увеличение питания зоны I в 2 раза.

При варьировании зоны V (кривые *б*) уменьшилось питание в 3 раза по минимуму зонального функционала. Общий функционал при определенном питании зоны V увеличился незначительно.

Варьировался параметр зоны III после небольших изменений питания зоны I (кривые *в*). Получено увеличение разгрузки в зоне III в 2,5 раза по минимуму зонального функционала. Общий функционал уменьшился, но выраженного минимума не имел.

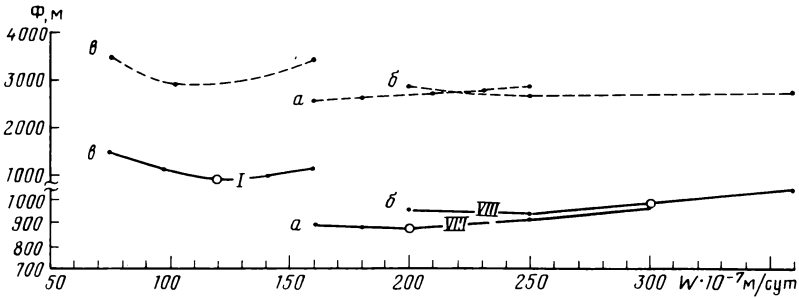


Рис. 47. Вариационные кривые 8-зонной модели распределения питания. Условные обозначения см. на рис. 44

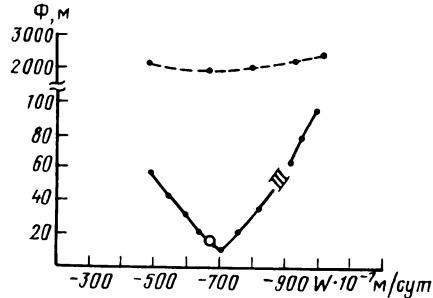


Рис. 48. Вариационные кривые 9-зонной модели распределения питания. Условные обозначения см. на рис. 44

Варьировалось питание зоны I после уменьшения питания зоны VI в 2 раза (кривые ε'). Получено увеличение питания зоны I в 1,2 раза по минимуму зонального функционала. Минимум общего функционала сдвинут относительно минимума зонального функционала незначительно.

Варьирование зоны II — получено увеличение ее питания в 3 раза по выполаживанию зонального функционала при слабом, но непрерывном уменьшении общего функционала (кривые δ).

7-зонная модель. Зона VII выделена в южной части зоны I.

Варьирование питания зоны I и увеличение ее питания в 1,5 раза по минимумам зонального и общего функционалов (см. рис. 46, кривые a).

Уменьшение питания пустых зон IV и VI до нуля по минимумам зонального и общего функционалов (кривые b).

Варьирование зоны I и небольшое увеличение ее питания по минимумам общего и зонального функционалов (кривые ε').

Варьирование зоны VII и небольшое уменьшение ее питания от $110 \cdot 10^{-7}$ до $95 \cdot 10^{-7}$ м/сут по минимуму общего и зонального функционалов (кривые ε).

8-зонная модель. Зона VIII выделена в пределах восточной части зоны I.

Варьирование зоны VIII и увеличение питания в ней в 1,5 раза по минимуму зонального функционала при незначительном увеличении общего функционала (см. рис. 47, кривые a).

Порядок определения величины естественного питания

Число зон модели	Величина общего функционала		Величина питания по зонам, 10^{-7} м/сут								Примечания				
	Начальное приближение	Окончательное значение	Начальное приближение				Окончательное значение								
			Номер зоны	Зональное питание	Номер зоны	Зональное питание	Номер зоны	Зональное питание	Номер зоны	Зональное питание					
3-зонная	18873	5995	I	106				I	40						
			II	75					II	75					
			III	-214					III	-214					
4-зонная	5995	5446	I	40				I	45						
			II	75					II	75					
			III	-214					III	-214					
6-зонная	4906	2989	I	45				I	110						
			II	75					II	200					
			III	-214					III	-500					
			IV	45					IV	45					
7-зонная	2985	2611	I	110				I	160						
			II	200					II	230					
			III	-500					III	-500					
			IV	45					IV	0					
8-зонная	2601	2693	I	160				I	120						
			II	230					II	230					
			III	-500					III	-500					
			IV	0					IV	0					

Выделение пустой зоны IV в пределах зоны I

Выделение пустой зоны VI в пределах зоны I

Зона VII выделена в пределах южной части зоны I

Зона VIII выделена в пределах западной части зоны I

9-зонная	2753	1919	I II III IV	120 230 -500 10	V VI VII VIII IX	10 10 95 300 900	I II III IV	90 360 -680 10	V VI VII VIII IX	10 10 10 95 230 1200	Зона IX выделена в пределах зоны VIII
	1878	1620	I II III IV	90 360 -680 10	V VI VII VIII IX X	10 10 95 230 1200 95	I II III IV	90 360 -700 10	V VI VII VIII IX X	10 10 75 230 1200 210	Изменялась конфигурация зон и карта водопроводимости. Зона X выделена в пределах юго-восточной части зоны VII
10-зонная											

Варьирование зоны VIII (кривые б) и увеличение питания в ней в 1,5 раза по минимуму общего функционала при незначительном возрастании зонального функционала. Указанное варьирование предпринято с целью уменьшения общего функционала.

Варьирование зоны I и уменьшение питания в ней в 1,2 раза по минимумам зонального и общего функционалов (кривые в).

9-зонная модель (см. рис. 48).

Зона IX выделена в пределах зоны VIII. Метод вариационных кривых последовательно применялся здесь только для определения питания зоны III. В районе лимана Тажи варьирование зоны II и III не может дать однозначного решения в связи с их значительным взаимовлиянием друг на друга. Вследствие этого для зоны II принято питание соответственно корреляционной зависимости А.В. Лебедева, а значение питания зоны III получено ее варьированием. Помимо этого, значение питания зоны IX 9-зонной модели распространено на пойменную часть Волги с целью уменьшения общего функционала.

10-зонная модель. Зона X выделена в пределах юго-восточной части зоны VII. Относительно предыдущего варианта здесь производилось увеличение питания в пределах зоны X и уменьшение его в пределах зоны VII. Помимо этого, произведено частичное уменьшение водопроводимости в районе зоны IX и на юго-востоке области увеличена площадь зоны II.

Таким образом, последовательным дроблением зоны I и варьированием зональных питаний получено минимальное значение общего функционала 1620 м, т.е. относительно 3-зонной модели, где общий функционал в минимуме равен 6000 м, получено уменьшение суммарной невязки в 4 раза. При количестве узловых точек модели порядка 1000 (исключая узловые точки пустых зон) средняя невязка по модулю отклонения имеет значение около

**Баланс подземных вод южной части левобережья
Волгоградского водохранилища до его создания**

Номер зоны по карте	Площадь зоны, км ²	Питание в пределах зоны, мм/год	Суммарная величина питания в пределах зон, м ³ /сут
I	2360	3,3	22600
II	658	13,1	23400
III	117	- 25,6	-7800
IV	1688	0,4	1800
V	2569	0,4	2800
VI	312	0,4	300
VII	1178	2,7	8700
VIII	495	8,4	11400
IX	660	43,8	79100
X	440	7,7	9300

1,5 м. При перепаде напоров 36 м эта величина составляет среднее отклонение между модельными и натурными величинами напоров порядка 4 %.

Полученные по выделенным зонам величины питания подземных вод приведены в табл. 12.

По результатам решения обратной стационарной задачи получены следующие балансовые характеристики хвалыно-хазарского водоносного комплекса до создания водохранилища (в м³/сут).

Суммарная величина питания в пределах области моделирования	152 000
Грунтовое питание Волги	136 000
Грунтовое питание р. Ахтуба (нижний бьеф водохранилища)	17 500
Грунтовое питание р. Еруслан	1 400
Суммарная величина грунтового питания рек.	155 000
Д-баланс модели	3 000
Фильтрационный расход на урезе водохранилища до его создания	100 000
Суммарная величина питания в пределах прибрежных районов Волги, затопленных водохранилищем	37 000

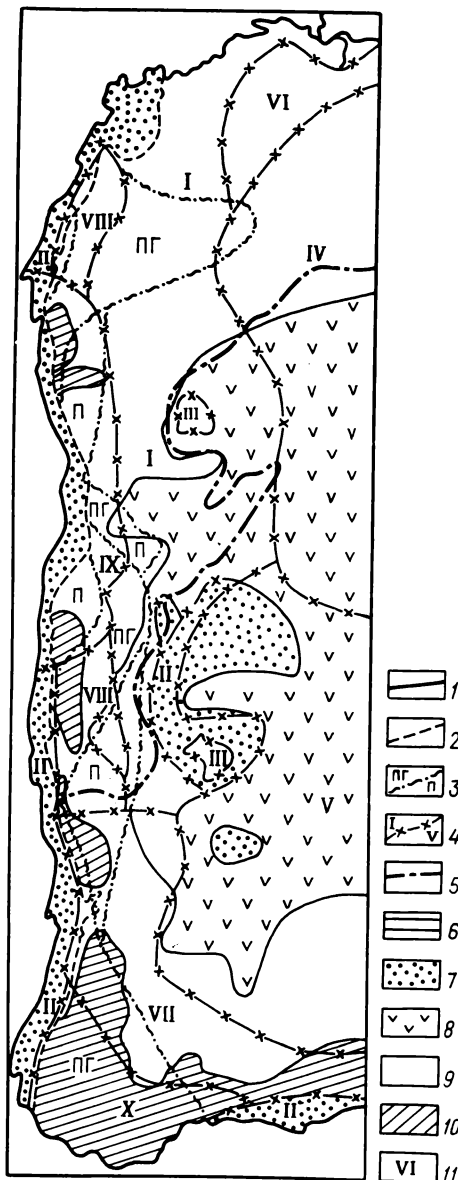
Таким образом, точность моделирования регионального потока подземных вод по принятой расчетной схеме составляет $3000:152000 = 2\%$. При заполнении водохранилища вследствие затопления прибрежных районов Волги теряется 37000 м³/сут естественных ресурсов, что составляет 24 % от величины естественных ресурсов в пределах области моделирования.

Первое рассмотрение результатов моделирования показывает, что

Рис. 49. Результаты определения естественного питания подземных вод хвалыно-хазарского водоносного комплекса, геоморфологическое и гидрогеологическое районирование территории.

1 – берег Волги до создания водохранилища; 2 – берег водохранилища; 3 – границы между районами с различным строением зоны аэрации: П – песчаным, ПГ – песчано-глинистым, без обозначения – глинистым; 4 – границы зон с различными величинами питания; 5 – граница между Приволжской песчаной грядой и хвалынской морской равниной. Области различных глубин залегания уровней подземных вод, м: 6 – 0–2,5; 7 – 2,5–5; 8 – 5–10; 9 – 10–20; 10 – более 20; 11 – номер зоны с постоянной величиной питания

основная доля подземного стока формируется в прибрежной части Волги. Так, суммарная величина питания зон VIII–X и частично I и II составляет порядка 116000 м³/сут, т.е. около 70 % от общей величины естественных ресурсов. При удалении от берега Волги происходит резкое уменьшение величины питания подземных вод. Описанные результаты расчетов гидродинамически были предопределены одновременным возрастанием водопроницаемости и градиента напоров в прибрежной зоне Волги. Для изучения условий водообмена подземных вод хвалыно-хазарского водоносного комплекса и независимого от малоаргументированной карты водопроницаемости обоснования



распределения величины питания проведено сопоставление результатов моделирования с районированием территории по глубинам залегания уровней грунтовых вод, по геоморфологическим условиям и по строению

Сопоставление результатов решения обратной стационарной задачи с гидрогеологическим и геоморфологическим районированием территории

Характеристика зоны аэрации	Питание, мм/год, при глубинах залегания (в м)							
	<5	>10	0–2,5	2,5–5	5–10	10–20	>20	
Преимущественно песчаная Переслаивание глин и песков Глинистая	Пойма рек Волги и Ахтуба	Приволжская песчаная гряда	Хвалынская морская равнина					
	3,3–43,8	43,8					2,7–7,7	
	3,3–43,8	3,3–8,4					2,7–7,7	
		3,3	–25,6	0,4–13,1	0,4	0,4–2,7		

зоны аэрации (рис. 49). На рис. 49 показаны глубины залегания уровней грунтовых вод, проведена граница между Приволжской песчаной грядой и хвалынской равниной, а также показано простейшее районирование территории по строению зоны аэрации. Районы, обозначенные буквой П, имеют преимущественно песчаный состав пород зоны аэрации, районы, обозначенные как ПГ, — песчано-глинистый состав, без обозначения — преимущественно глинистый состав.

Анализ показывает (табл. 13), что максимальные для области моделирования величины питания грунтовых вод характерны для Приволжской песчаной гряды в пределах прибрежной области с песчаным составом пород зоны аэрации, для районов, представленных переслаиванием песчано-глинистых пород, значения питания уменьшаются в 5 и более раз, а для глинистой зоны аэрации значения питания минимальны.

Для хвалынской морской равнины в пределах дренирующих лиманов Тажи и Пришиб (глубины залегания 0–2,5 м) получены отрицательные величины питания — превышение испарения с поверхности грунтовых вод над инфильтрацией атмосферных осадков в среднегодовом разрезе. В целом для хвалынской равнины питание значительно меньше, чем в пределах Приволжской песчаной гряды. Максимальные величины питания получены для глубин залегания уровней грунтовых вод 2,5–5 м и для юго-западной части равнины в пределах области моделирования, где состав зоны аэрации представлен переслаиванием глин и песков.

Значение питания в пределах поймы рек Волги и Ахтуба варьирует в широких пределах. Это, очевидно, связано со сложным распределением глубин залегания уровней грунтовых вод (наличием мелких дренирующих понижений), которые не могут быть отражены на карте данного масштаба. Следует отметить, что в связи с малым количеством узловых

Сопоставление полученных разными методами величин естественного питания подземных вод

Гидрогеологический пост	Геоморфология. Состав зоны аэрации	Глубина залегания, м	Период наблюдений, годы	Интервал изменения питания за период наблюдений, мм/год	Средняя величина питания по данным режимных наблюдений, мм/год	Величина питания по данным моделирования, мм/год
Быковский	Приволжская песчаная гряда. Песчаный с прослоями суглинков	8–16	1951–1955	28–55	38	43,8
Кайсацкий	Хвальнская морская равнина. Суглинистый	6–8	1953–1967	–8,6–7	1,1	0,4
Лиман Тажи	Хвальнская морская равнина. Лиман	<2,5	1955–	–13,8–113,6	–63	–25,6

точек модели, относящихся к пойме, сложностью ее строения и близостью граничных точек I рода значение величины питания в пределах поймы определено с малой степенью однозначности. Это отражается формой вариационных кривых при варьировании зоны II.

Полученные величины питания грунтовых вод согласуются с данными Г.Я. Богданова и Л.И. Фишмана. Величины питания получены при обработке режимных наблюдений и приведены в табл. 14. Однако наблюдается значительное отклонение в величине суммарного питания (естественных ресурсов) подземных вод территории, рассчитанной Л.И. Фишманом и полученной по данным моделирования. Л.И. Фишман оценивал величину суммарного питания по величине грунтового питания рек и получил значение порядка $60000 \text{ м}^3/\text{сут}$. Нами при моделировании получено значение порядка $150000 \text{ м}^3/\text{сут}$, т.е. в 2,5 раза больше. Это расхождение может быть вызвано тем, что при расчетах суммарного питания использовались отдельные створы и полученные по одномерным расчетным схемам величины разгрузки грунтовых вод на единицу длины реки распространялись в обе стороны от расчетных створов на половину расстояния между ними. При моделировании использовалась плоская в плане расчетная схема и учитывалась вся имеющаяся информация о распределении уровней на исследуемой территории. Очевидно, использование одномерных расчетных схем и распространение рассчитанной величины грунтового питания реки на некоторый отрезок длины побережья могут привести к значительным ошибкам.

Таким образом, анализ результатов определения естественного питания хвалыно-хазарского водоносного комплекса показывает тесную зависимость величины питания от геоморфологического строения территории зоны аэрации и глубин залегания уровней грунтовых вод. В пределах Приволжской песчаной гряды чередование песчаных грив и ложбин способствует накоплению в пределах ложбин весенних атмосферных осадков и, следовательно, их инфильтрации. Песчаный состав пород зоны аэрации в пределах Приволжской песчаной гряды также является причиной увеличения питания для прибрежных зон, и при смене песчаных пород зоны аэрации на песчано-глинистые происходит значительное уменьшение величины питания.

Глинистый состав зоны аэрации хвалынской морской равнины является одной из причин уменьшения питания грунтовых вод. Для этого геоморфологического района с однородным гидрогеологическим строением достаточно хорошо прослеживается зависимость величины питания от глубин залегания уровней грунтовых вод. При глубинах менее 2,5 м питание отрицательно, при глубинах 2,5–5 м питание возрастает от максимального значения 13 мм/год, а при глубинах от 5 до 20 м происходит уменьшение питания до 0,4–2,7 мм/год. Указанная закономерность нарушается для юго-западной части модели, где при глубинах более 20 м питание равно 7,7 мм/год. Однако состав зоны аэрации здесь представлен переслаиванием песчано-глинистых пород, и, кроме того, в этом районе относительно увеличивается количество степных лиманов, способствующих удержанию поверхностного стока.

Таким образом, полученные результаты вполне согласуются с представлениями о гидрогеологическом строении территории, что говорит об адекватности полученной модели реальным гидрогеологическим условиям. Важно и то, что распределение питания подземных вод рассчитано в основном независимо от проведенного далее районирования территории. Следовательно, полученные величины питания не несут субъективных ошибок, связанных с интерпретацией гидрогеологических условий территории. Однако в дальнейшем представляется целесообразным построение зонной модели производить на основе именно гидрогеологического районирования.

При решении задач региональной оценки естественного питания подземных вод методика вариационных кривых весьма перспективна в связи с возможностью получения наглядных численных характеристик совместности принятой гидродинамической схемы и гидрогеологического строения территории. Представляется, что при значительной изменчивости питания подземных вод методику вариационных кривых необходимо применять совместно с методикой последовательного увеличения зон и частичного изменения их конфигурации соответственно гидрогеологическому строению территории. Это позволяет последовательно приближаться к искомому распределению зональных величин питания подземных вод.

Воспроизведение нарушенной фильтрации подземных вод периода существования водохранилища. Основные цели воспроиз-

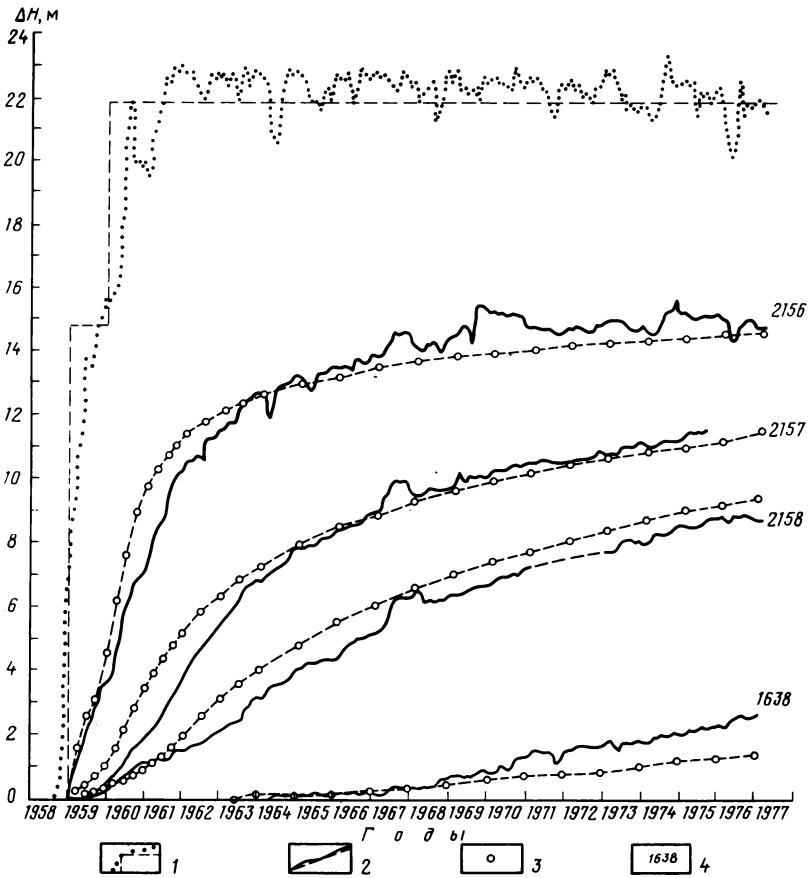


Рис. 50. Сопоставление фактических и модельных кривых подпора и аппроксимация гидрографа наполнения Волгоградского водохранилища.

1 – гидрограф водохранилища и его аппроксимация; 2 – фактические и модельные кривые подпора; 3 – расчетная точка модельной кривой подпора соответственно временным шагам, 4 – номер режимной скважины

ведения нарушенной фильтрации подземных вод в районе Волгоградского водохранилища заключались в отработке методики моделирования изменений гидрогеологических условий после заполнения водохранилища с одновременным развитием площадей орошения, уточнении величин водопроводимости, недостатка насыщения и определения величин изменения питания подземных вод на массивах орошения. Период воспроизведения нарушенного режима фильтрации – 1958–1976 гг. Задача решалась в изменениях уровней подземных вод от их естественного положения.

Изменение питания подземных вод южной части левобережья Волгоградского водохранилища в разный период работы оросительных систем

Оросительная система	Номера участков на карте граничных условий	Проектная мощность оросительных систем, тыс. га	1962–1964 гг.		1965–1968 гг.		1969–1976 гг.	
			Величина изменения питания, мм/год	Суммарная величина изменения питания на данный период, м ³ /сут	Величина изменения питания на введенных в работу массивах орошения, мм/год	Суммарная величина изменения питания на данный период, м ³ /сут	Величина изменения питания на введенных в работу массивах орошения, мм/год	Суммарная величина изменения питания на данный период, м ³ /сут
Кисловская	1–6	24,9	60–180	9180	60–120	23320	90–200	35340
Тажинская	7	8,0	–	–	–	–	60–120	21130
Средне-Ахтубинская	8–9	64,4	100	6090	50	16110	–	16110
Итого				15270		39430		72580

Шаги разбивки области моделирования сохранены без изменений относительно шагов разбивки для обратной стационарной задачи. Шаг по времени на начало заполнения водохранилища имел значение 90 сут и к концу периода моделирования составил 2 года.

Для моделирования подъема уровней подземных вод, вследствие фильтрации поверхностных вод в берег водохранилища, гидрограф его заполнения аппроксимировался двухступенчатой ломаной линией с расчетным временем начала заполнения на конец 1958 г. и второй ступенью подъема уровня водохранилища через год (рис. 50). Порядок моделирования отражен на карте граничных условий (см. рис. 40).

Орошение на исследуемой территории началось с 1962 г. С этого времени при постоянном приросте площадей производилось орошение на Кисловской и Средне-Ахтубинской оросительных системах и с 1969 г. — на Тажинской оросительной системе. В дальнейшем Кисловская оросительная система была включена в состав Большой Волгоградской оросительной системы.

Способы орошения — регулярное, лиманное и влагозарядочное. Порядок прироста площадей орошения отражен на карте граничных условий и в табл. 15.

В связи с тем что практически в пределах всей орошаемой территории величина естественного питания подземных вод имеет относительно небольшое значение (1–10 мм/год), величина изменения естественного питания подземных вод в пределах оросительных систем для большей части территории близка к величине питания на массивах орошения.

При определении изменения питания подземных вод на оросительных системах учитывалась динамика роста их площадей; колебаниями во

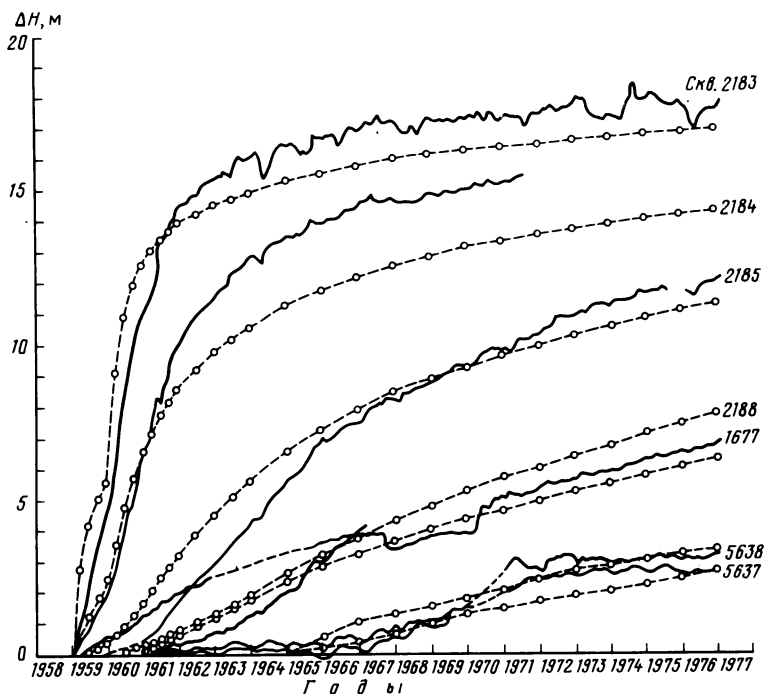


Рис. 51. Сопоставление фактических и модельных кривых подпора левобережья Волгоградского водохранилища.

Условные обозначения см. на рис. 50.

времени изменения питания в пределах отдельных площадей орошения пренебрегались.

При моделировании оросительных систем активно использовались материалы Ю.Б. Челидзе.

При решении обратной нестационарной задачи использованы режимные скв. 2183, 2184, 2185, 2188 створа Нижне-Погромное, 2156, 2157, 2158 створа Рахинка, 1638, 1677 створа Луго-Водяное и скв. 5637, 5638 поста Заплавное, расположенного в пределах Средне-Ахтубинской оросительной системы (рис. 51). Кроме того, в пределах Кисловской оросительной системы использованы скв. 4, 5, 6, 8, 90^а, 92 (рис. 52).

В соответствии с методикой, примененной при моделировании подпора левобережья Куйбышевского водохранилища, режимные графики по скважинам перестраивались в кривые подпора и далее выбирались критерии согласования. Фактические кривые подпора режимных створов в среднем имеют колебания до 1 м, следовательно, при решении обратной нестационарной задачи точность воспроизведения процессов подпора должна находиться в пределах 1 м.

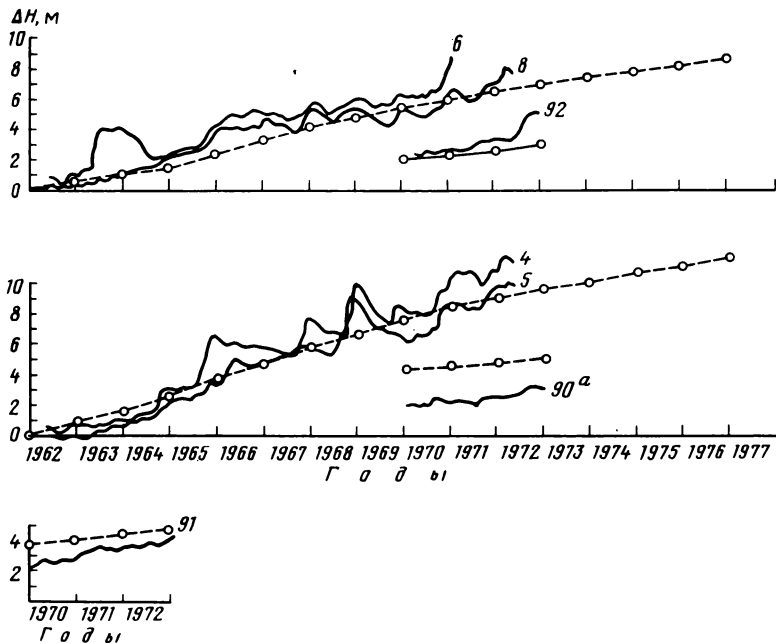


Рис. 52. Сопоставление фактических и модельных кривых подъема уровня на массивах орошения.

Условные обозначения см. на рис. 50.

Для кривых подъема уровня в пределах оросительных систем (см. рис. 52) критерий согласования модельных и фактических кривых подъема уровня имеет величину до 3 м — значение внутригодовых колебаний уровня.

Помимо кривых подпора при решении обратной нестационарной задачи использовалось распределение изменений уровней от естественных по состоянию на 1972–1974 гг. (рис. 53).

В связи с редкой сетью использованных режимных скважин сопоставление режимных и модельных кривых подпора, по существу, позволяет дать только общую оценку достоверности исходных гидродинамических карт.

Первые шесть вариантов решения обратной нестационарной задачи проводились без задания оросительных систем, здесь производилась оценка достоверности исходных карт водопроницаемости и емкости.

При решении первого варианта модельные и фактические кривые подпора створа Нижне-Погромное совпали в пределах 1,5–2,0 м. По створу Рахинка фактические кривые подпора располагались на 3–4 м выше модельных. По створу Луго-Водяное для скв. 1677 совпадение кривых в пределах 1 м, для скв. 1638 фактическая кривая располагалась выше

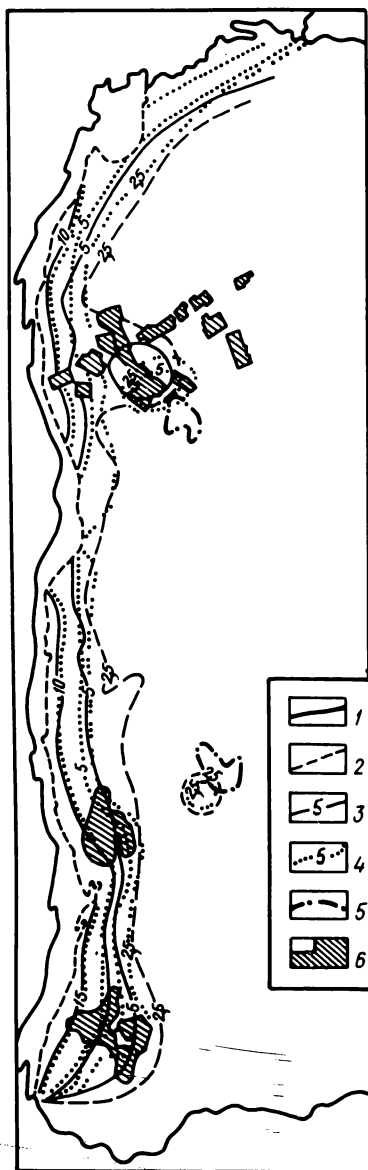
Рис. 53. Сопоставление фактических и модельных изолиний подпора южной части левобережья Волгоградского водохранилища на 1972–1974 гг.

1 – берег Волги до создания водохранилища; 2 – берег водохранилища; 3 – фактические изолинии подпора, м; 4 – модельные изолинии подпора, м; 5 – границы лиманов Тажи и Пришиб; 6 – участки орошения, введенные в эксплуатацию к 1974 г.

модельной на 2–2,5 м. На режимных скважинах оросительных систем значительного подъема модельных уровней не обнаружено.

Таким образом, первый вариант решения для створа Нижне-Погромное показал близкие значения сопоставляемых кривых и их разность определялась несоответствием граничной точки, моделирующей берег водохранилища, и реальном положении берега. Таким же образом можно объяснить неудовлетворительные результаты по створу Рахинка. Значительные расхождения кривых для скв. 1638 объясняются отсутствием в первом варианте массива орошения Тажинской оросительной системы. Отсутствие модельного подъема уровня в пределах Кисловской и Средне-Ахтубинской оросительных систем указывает, что подъем уровня происходит главным образом вследствие инфильтрации поливных вод.

Проведенный выше анализ показал, что несовпадение модельных и фактических кривых подпора в целом не есть следствие недостоверности значений параметров водопроводимости и недостатка насыщения, а определяется ошибками схематизации в рамках региональной модели.



Далее, при решении остальных пяти вариантов без задания оросительных систем получено удовлетворительное совпадение модельных и фактических кривых подпора для скважин, на которые орошение не оказало существенного влияния (см. рис. 50, 51). Исключение составляет скв. 2184. Однако, учитывая региональный характер модели и удовлетворительное совпадение кривых других скважин створа Нижне-Погромное, расположенных на модели в соседних узловых точках, уточнение параметров для скв. 2184 не производили.

В целом параметры изменялись в пределах возможной величины их варьирования. В частности, в районе створа Нижне-Погромное в зонах водопроницаемости 300 и 400 м³/сут выделено значение 500 м²/сут. Таким образом, уменьшилось фильтрационное сопротивление между берегом водохранилища и внутренней узловой точкой модели, что соответствовало более точному заданию берега водохранилища. В районе створа Рахинка в зоне водопроницаемости 150 м²/сут выделена зона 350 м²/сут, что соответствовало значению водопроницаемости, определенному Л.И. Фишманом. В других районах значение недостатка насыщения изменялось частично.

На 7–13 вариантах решения обратной нестационарной задачи без уточнения параметров производился подбор изменения питания подземных вод на оросительных системах. Фактическим материалом, на котором основывался процесс подбора, являлись кривые подъема уровней на оросительных системах и карта изолиний подпора по состоянию на 1972–1974 гг. Точность построения фактической карты оценивается величиной 2–2,5 м, и с указанной точностью производилось согласование фактического и модельного распределений подпора на 1974 г. (см. рис. 53).

На модели изменение питания подземных вод на оросительных системах задавалось нестационарным распределенным источником $\Delta W(x, y, t)$. Учет нестационарности реализовался приростом площадей орошения, и выделены этапы, при смене которых производилось увеличение площадей: 1962–1964 гг., 1965–1968 гг., 1969–1976 гг.

Результаты, приведенные в табл. 15, показывают, что величина изменения питания колеблется от 50 до 200 мм/год при средних нормах орошения 7450–3100 м³/га в год. В связи с тем что подъем уровня на оросительных системах зависит одновременно от величины изменения питания, значений недостатка насыщения и водопроницаемости, полученные величины следует рассматривать как первое приближение, удовлетворяющее требованиям точности регионального моделирования. Дальнейшее уточнение полученного параметра следует проводить на локальных моделях отдельных оросительных систем. Полученные для Кисловской оросительной системы величины изменения питания подземных вод подтверждаются данными Ю.Б. Челидзе. Так, на участке влазарядочного решения ВЗ0-1 за период наблюдений 1967–1972 гг. величина питания, усредненная по двум створам, изменялась от 55 до 271 мм/год, в среднем составляя 152 мм/год. При решении обратной нестационарной задачи — 180 мм/год.

Для характеристики изменения распределения подпора на модели во времени построено распределение величины подпора через 2,5 года; 5

1950

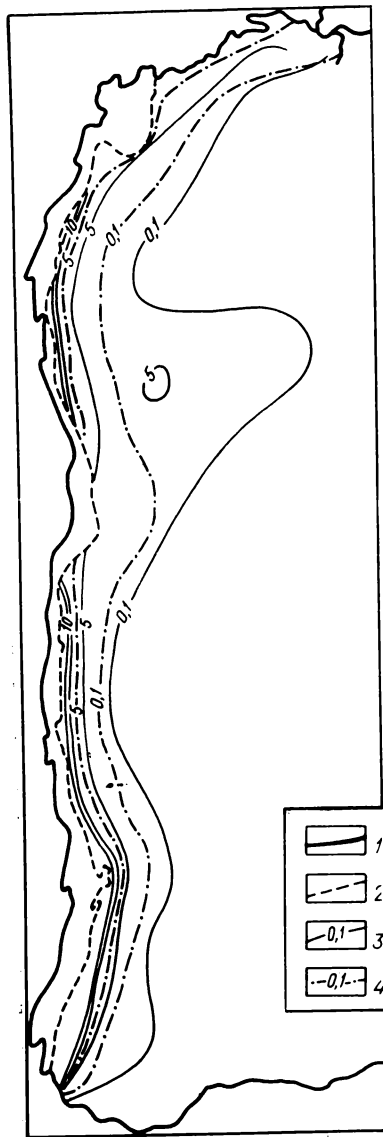


Рис. 54. Изолинии подпора подземных вод южной части левобережья Волгоградского водохранилища через 2,5 года и 5 лет после начала его заполнения.

1 — берег Волги до создания водохранилища; 2 — берег водохранилища; 3 — изолинии подпора (в м) через 2,5 года после начала заполнения; 4 — то же, через 5 лет

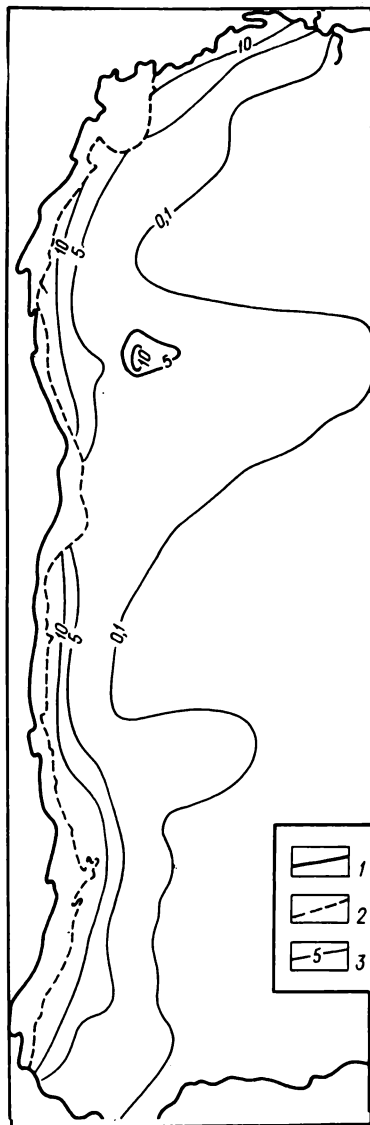


Рис. 55. Изолинии подпора подземных вод южной части левобережья Волгоградского водохранилища через 10 лет после начала его заполнения.

1 — берег Волги до создания водохранилища; 2 — берег водохранилища; 3 — изолинии подпора, м

(рис. 54); 10 (рис. 55) и 18 лет (см. рис. 53) после начала заполнения водохранилища. Минимальное значение изолинии подпора, по которому оценивалась ширина зоны подпора, — 0,1 м.

На момент времени 2,5 года подпор подземных вод находится в начальной стадии своего формирования и зона подпора до 1 м распространяется на расстояние до 5 км от берега водохранилища. Через 5 лет эта зона распространяется на расстояние до 6–8 км. Спустя 10 лет после начала заполнения водохранилища зона подпора в среднем расширяется до 10 км и в районе Кисловской оросительной системы в связи с орошением — до 30 км.

Через 18 лет в этом районе подпор распространяется на расстояние до 40 км и средний размер зоны подпора — 15 км. На этот момент времени максимальная величина подъема уровней на Кисловской оросительной системе (участок В30-1) — 11 м. Ощутимое влияние оказывает Средне-Ахтубинская оросительная система, подъема уровня на которой 5–10 м. В связи с более поздним началом работы, влияние Тажинской оросительной системы менее ощутимо и подъем уровня 3–7 м.

Прогноз изменений гидрогеологических условий на дальнейший период существования водохранилища. Прогнозный период расчетов составлял около 50 лет для 1976–2024 гг. Шаг по времени для решения задачи принимался 2 года. На прогнозный период задавались все действующие и проектируемые оросительные системы (см. рис. 40). По существующим проектам шесть оросительных систем достигают полной мощности к 2000 г., по региональный характер расчетов и отсутствие данных о последовательности ввода площадей орошения привели к необходимости задания с 1977 г. всей проектной мощности оросительных систем. Следовательно, при прогнозных расчетах скорость подъема уровня явно завышена и прогнозное решение в пределах проектируемых площадей орошения отражает возможные реальные условия только на конец прогнозного периода (2010–2024 гг.).

При моделировании подъема уровня на оросительных системах задана прогнозная величина изменения питания периода активного подъема уровня до глубин 1–2 м. Вследствие испарения при меньших глубинах величина питания резко уменьшается. Для моделирования этого процесса в первом приближении соответственно формуле (20) по достижении критической глубины задавалось нестационарное граничное условие I рода.

Прогнозные величины питания на проектируемых площадях орошения задавались по аналогии с результатами решения обратной нестационарной задачи.

Для Кисловской оросительной системы в пределах Приволжской песчаной гряды вычислялся средний коэффициент питания периода подъема уровня до дневной поверхности (табл. 16); суммарное изменение величины питания подземных вод за 1962–1973 гг. возросло от 9182 до 27446 м³/сут. Водоподача в пределах указанной площади за период 1964–1973 гг. изменялась от 8275 до 97607 тыс. м³/год, и отношение указанных величин (доля поливных вод, питающая грунтовые воды) изменялось от 0,66 до 0,11. Очевидно, значение порядка 0,66 завышено

Параметры для расчета прогнозных величин изменений питания на проектируемых площадях орошения (данные по Кисловской оросительной системе)

Год	Суммарное изменение питания подземных вод на участках в пределах Приволжской песчаной гряды, м ³ /сут	Водоподача на участки в пределах Приволжской песчаной гряды, 10 ³ м ³	Коэффициент	Норма орошения на участках регулярного орошения, м ³ /га	Норма орошения на участке ВЗО-1, м ³ /га	Норма орошения на участках лиманного орошения, м ³ /га
1962	9182	—	—	—	1590	1950
1963	9182	—	—	—	14800	5400
1964	9182	8275	0,41	2300	10600	1000
1965	15426	10711	0,53	3140	6450	4500
1966	15426	8483	0,66	3750	4550	3100
1967	15426	14467	0,39	3900	4700	2700
1968	15426	20268	0,28	3620	4170	1540
1969	27445	28128	0,37	3840	3630	3900
1970	27445	39240	0,26	4060	4300	4200
1971	27445	62375	0,17	5330	5250	3400
1972	27445	97607	0,11	8600	4050	2800
1973	27445	73843	0,14	5800	3200	2500
Среднее по годам	—	—	0,20	4430	5600	3100

и связано с поэтапным заданием прироста площадей орошения на модели. За 1969—1973 гг. в период установления площадей орошения в настоящих пределах коэффициент питания изменялся от 0,37 до 0,11, в среднем 0,20. Последнее значение принималось расчетным для проектируемых массивов орошения в пределах Приволжской песчаной гряды. Для хвалынской морской равнины коэффициент питания был принят равным 0,12 (по данным работы Средне-Ахтубинской оросительной системы в 1963 г.).

Средняя норма (в год) регулярного орошения на Кисловской оросительной системе — 4430 м³/га, влагозарядочного орошения — 5600 м³/га и лиманного орошения — 3100 м³/га. В связи с тем что регулярное орошение имеет преимущественное распространение, для Приволжской песчаной гряды принята расчетная оросительная норма 4400 м³/га в год и для проектируемых площадей орошения Приволжской песчаной гряды соответственно формуле (23) прогнозное изменение питания имеет величину $4400 \times 0,2 = 90$ мм/год. Для хвалынской морской равнины при коэффициенте питания 0,12 указанная величина равна 50 мм/год.

Для Николаевской (I), Заволжской (II) и Приморской (III) оросительных систем расположение проектируемых массивов орошения не задано (см. рис. 42). Здесь на прогноз задана усредненная величина питания соответственно формуле (24). Расчеты показали, что среднее соотношение суммарной площади массивов орошения и общей площади оросительной системы 0,45—0,47. При прогнозных величинах изменения питания для

Прогнозные величины изменения питания грунтовых вод южной части левобережья Волгоградского водохранилища для действующих и проектируемых оросительных систем

Оросительная система	Проектируемая мощность оросительных систем, тыс. га	Приволжская песчаная гряда				Хвалынская морская равнина			
		Величина изменения питания на действующих площадях орошения, мм/год	Прогнозная величина изменения питания на проектируемых площадях орошения, мм/год	Средняя величина изменения питания на проектируемых площадях орошения, мм/год	Суммарная величина изменения питания по оросительным системам, м ³ /сут	Величина изменения питания на действующих площадях орошения, мм/год	Прогнозная величина изменения питания на проектируемых площадях орошения, мм/год	Средняя величина изменения питания на проектируемых площадях орошения, мм/год	Суммарная величина изменения питания по оросительным системам, м ³ /сут
Николаевская (I)	93	-	-	40	15490	-	-	-	-
Заволжская (II)	24,9	-	-	40	4320	-	-	-	-
Большая Волгоградская (включает Кировскую оросительную систему)	108,4	90-200	90	-	122870	-	50	-	2000
Приморская (III) (включает Тажинскую)	88,5	60-120	-	40	7160	-	-	30	5380
Тажинская	8,0	-	-	-	-	-	-	-	21130
Средне-Ахтубинская	64,4	-	-	-	-	50-100	50-100	-	17070

Примечание. Суммарная величина прогнозного изменения питания на начало работы всех оросительных систем на полную мощность - 195400 м³/сут.

Приволжской песчаной гряды 90 мм/год в пределах Николаевской, Заволжской и части Приморской оросительной системы прогнозная усредненная величина питания равна $90 \times 0,45 = 40$ мм/год.

В юго-западной части лимана Тажи при решении обратной задачи получено питание 60 мм/год. Соответственно для части Приморской оросительной системы в пределах хвалынской равнины прогнозная усредненная величина питания равна $60 \times 0,45 = 30$ мм/год.

В систематизированном виде прогнозные значения изменения питания подземных вод приведены в табл. 17. В данной таблице на действующих и проектируемых массивах орошения, прилегающих к орошаемым в настоящее время площадям, прогнозное изменение питания задано в соответствии с результатами решения обратной нестационарной задачи. На проектируемых массивах орошения, выделенных на карте и расположенных на удалении от орошаемых площадей, прогнозная величина изменения питания для Приволжской песчаной гряды равна 90 мм/год, для хвалынской морской равнины – 50 мм/год. Подобным образом заданы проектируемые массивы Большой Волгоградской оросительной системы, расположенной южнее Заволжской оросительной системы (в состав Большой Волгоградской оросительной системы входит Кисловская оросительная система). Николаевская, Заволжская и Приморская оросительные системы заданы усредненной по площади величиной изменения питания (30–40 мм/год).

По результатам решения прогнозной задачи построена карта прогноза изменений гидрогеологических условий (рис. 56). Карта прогноза иллюстрирует значительность влияния комплексного освоения территории на гидрогеологические условия территории. На карте показаны изолинии подпора (в м) на 2024 г., на действующих в настоящее время массивах орошения выделены площади и время подъема уровней подземных вод до критических глубин (1–2 м), а также показана прогнозная область критических глубин залегания уровней грунтовых вод по состоянию на 2024 г. Изолиния подпора 10 м расположена на расстоянии 20–40 м от побережья водохранилища, максимальная высота подпора – 20 м. На участке ВЗ0-1 Кисловской оросительной системы критические глубины залегания достигаются уже в 1980 г., на Средне-Ахтубинской и Тажинской оросительных системах – в 1984–1986 гг. и на других действующих площадях Кисловской оросительной системы – в 1994–2016 гг.

На Средне-Ахтубинской оросительной системе в настоящее время происходит заболачивание территории вследствие образования верховодки. При подъеме уровней грунтовых вод до критической глубины значений верховодка сомкнется с уровнем грунтовых вод и заболачивание территории будет более устойчиво.

К 2024 г. прогнозируется значительное расширение области критических глубин залегания уровней грунтовых вод. В указанную область входят вся Николаевская оросительная система, часть Заволжской оросительной системы, более половины Приморской оросительной системы, значительные участки Большой Волгоградской, Тажинской и Средне-Ахтубинской оросительных систем.

Балансовые расчеты. Балансовые расчеты для южной части

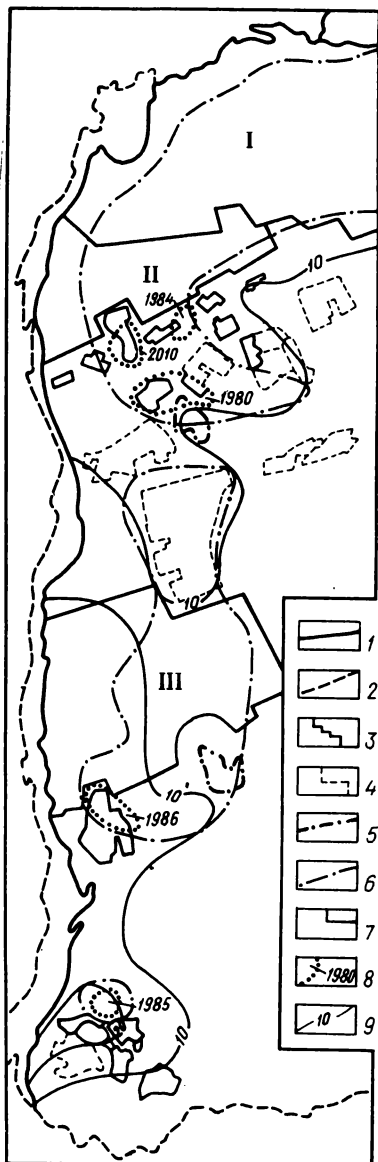


Рис. 56. Прогноз изменений гидрогеологических условий южной части левобережья Волгоградского водохранилища.

1 — берег водохранилища; 2 — берег Волги до создания водохранилища; 3 — действующие массивы орошения; 4 — проектируемые массивы орошения; 5 — орошаемые лиманы; 6 — прогнозная область подъема уровней до глубин менее 1–2 м на 2024 г.; 7 — площади перспективного орошения Николаевской (I), Заволжской (II) и Приморской (III) оросительных систем; 8 — области подъема уровней до глубин менее 1–2 м на действующих массивах орошения и год достижения уровнями критических глубин; 9 — прогнозные изолинии подпора уровней (в м) на 2024 г.

вобережья Волгоградского водохранилища проводились по результатам решения обратной и прогнозной нестационарных задач с использованием результатов обратной стационарной задачи. При оценке изменений балансовых составляющих регионального потока подземных вод хвалыно-казарского водоносного комплекса в результате пополнения водохранилища и строительства оросительных систем производились расчеты на отдельные моменты времени существования водохранилища и на конец прогнозного периода. Производился расчет следующих балансовых составляющих: изменение фильтрационного расхода на урезе водохранилища, изменение разгрузки в дренирующие лиманы и нижний бьеф водохранилища, изменение питания на оросительных системах и изменение расхода на насыщении сухих пород зоны аэрации (рис. 57).

Изменение фильтрационного расхода на урезе водохранилища за период его существования убывает от 658 000 до 115 000 м³/сут, а на конец прогнозного периода — 26000–55000 м³/сут. Изменение разгрузки в лиманы на конец периода существования водохранилища составляет около

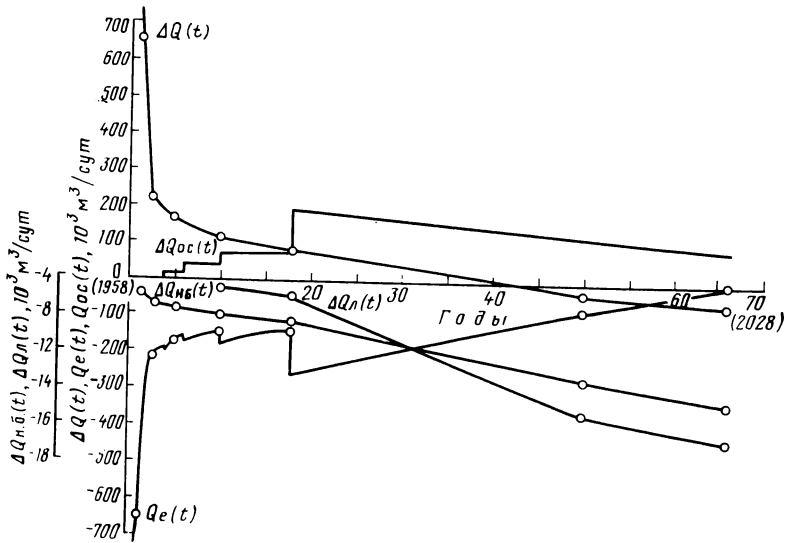


Рис. 57. Балансовые расчеты по результатам решения нестационарных задач подпора для южной части левобережья Волгоградского водохранилища.

$\Delta Q(t)$ – изменение от естественного фильтрационного расхода на урзе водохранилища; $\Delta Q_{ос}(t)$ – суммарная величина изменения питания на оросительных системах; $Q_e(t)$ – расход на насыщение сухих пород зоны аэрации; $\Delta Q_{н.б}(t)$ – изменение грунтового питания р. Ахтуба в пределах нижнего бьефа водохранилища; $\Delta Q_{л}(t)$ – суммарное изменение разгрузки в лиманы Тажи и Пришиб

1000 м³/сут и на конец прогноза – 17000 м³/сут. Резкое увеличение разгрузки на прогнозный период связано с интенсивным орошением. Изменение грунтового питания в нижнем бьефе водохранилища за расчетный период существования водохранилища увеличивается от 2000 до 4000 м³/сут и далее до 13000 м³/сут. Изменение питания подземных вод на оросительных системах за 1962–1976 гг. возрастает от 15000 до 73000 м³/сут. На начало прогнозного периода суммарная величина изменения питания на оросительных системах равна 195000 м³/сут и на конец прогнозного периода – 88000 м³/сут. Уменьшение прогнозного питания происходит вследствие подъема уровней грунтовых вод до критических глубин.

Кривая изменения расхода на насыщение сухих пород зоны аэрации имеет локальные подъемы, связанные с началом орошения новых площадей.

Балансовые расчеты по результатам решения обратных нестационарных задач и результаты решения обратной стационарной задачи позволили оценить фильтрационный расход на урзе водохранилища, фильтрационные потери из водохранилища и прирост во времени искусственных запасов подземных вод (рис. 58).

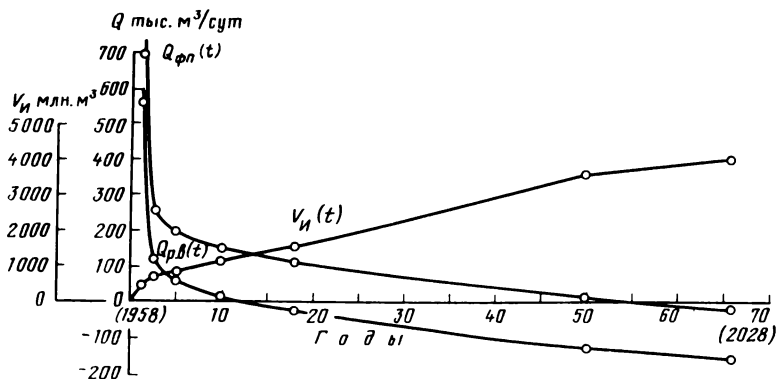


Рис. 58. Изменение во времени фильтрационных потерь, расхода из водохранилища и искусственных запасов подземных вод.

$Q_{ф.п}(t)$ – изменение во времени величины фильтрационных потерь; $Q_{р.в}(t)$ – изменение во времени фильтрационного расхода; $V_{и}(t)$ – рост во времени величины искусственных запасов подземных вод

Расход на урзе водохранилища за 14 лет убывает от 558000 м³/сут до 0, и далее идет восстановление грунтового питания, которое на конец прогнозного периода составляет 155000 м³/сут. Фильтрационные потери за расчетный период убывают от 695000 до 18000 м³/сут.

Искусственные запасы за период существования водохранилища возрастают до 1614 млн. м³ и на конец прогнозного периода составят 3938 млн. м³.

Таким образом, изменения балансовых составляющих естественного фильтрационного потока весьма существенны. Так, на начало заполнения водохранилища величины фильтрации в берега водохранилища составила 558000 м³/сут, в то время как естественное питание водоносного комплекса – 152000 м³/сут. На конец 1976 г. суммарная величина изменения питания подземных вод на площадях орошения имеет значение 74000 м³/сут, следовательно, питание водоносного горизонта возрастает в 1,3 раза. Максимально возможная величина изменения питания на оросительных системах – 195000 м³/сут, т.е. на прогнозный период суммарное питание водоносного горизонта вследствие развития орошения может возрасти в 2,3 раза.

Глава VII. ОСНОВНЫЕ МЕТОДИЧЕСКИЕ РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ РЕГИОНАЛЬНЫХ ПОТОКОВ ПОДЗЕМНЫХ ВОД В РАЙОНАХ ЛЕВОБЕРЕЖИЙ КУЙБЫШЕВСКОГО И ВОЛГОГРАДСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА

На региональных сеточных фильтрационных моделях южных участков левобережий Куйбышевского и Волгоградского водохранилищ исследованы режим и баланс подземных вод в естественных условиях и их изменения в результате проведения комплекса гидротехнических и мелиоративных мероприятий для различных климатических условий (первый участок расположен в лесостепной, второй участок – в полупустынной зоне).

Для обоих участков моделирования области питания водоносных комплексов совпадают с областями их распространения; областями разгрузки являются речная сеть, болота, дренирующие лиманы и т.д. Участок левобережья Куйбышевского водохранилища гидродинамически ограничен поверхностными водотоками, гидравлически связанными с подземными водами. Для участка левобережья Волгоградского водохранилища естественная восточная граница отсутствует. Однако в естественных условиях приток подземных вод с востока относительно мал, следовательно, здесь без большой ошибки может быть задан непроницаемый контур.

Нижним водоупором неоген-четвертичного водоносного комплекса в пределах левобережья Куйбышевского водохранилища приняты глины раннемелового и позднеюрского возраста, а также мергели, известняки и песчаники татарского яруса верхней перми (см. рис. 8, 9). Нижним водоупором хвалыно-хазарского водоносного комплекса в пределах левобережья Волгоградского водохранилища приняты глины плиоценового и палеоценового возраста. В обоих случаях выбор нижнего водоупора исследуемых водоносных комплексов произведен по литологическим и геолого-структурным соображениям. Следовательно, принятие нижних границ изучаемых водоносных комплексов в качестве непроницаемых является только первым приближением и при дальнейших исследованиях требует дополнительного обоснования.

Таким образом, области моделирования в пределах левобережий Куйбышевского и Волгоградского водохранилищ с некоторой долей условности представляют собой гидродинамически обособленные бассейны подземных вод.

Для южной части левобережья Волгоградского водохранилища методом вариационных кривых определена величина питания подземных вод до создания водохранилища и последующий анализ результатов показал связь распределения величины питания подземных вод с геоморфологическим и гидрогеологическим строением территории. Обнаруженные связи доказывают адекватность полученной стационарной модели реальным природным условиям. Математически адекватность модели

обоснована относительно малой величиной общего функционала невязки. Дальнейшее обоснование сеточной фильтрационной модели проведено на стадии решения обратной нестационарной задачи. После уточнения фильтрационных параметров территории и подбора питания на массивах орошения получена нестационарная модель хвалыно-хазарского водоносного комплекса, воспроизводящая режим подъема уровня подземных вод вследствие фильтрации поверхностных вод в берега водохранилища и инфильтрации поливных вод. Учтен конечный период заполнения водохранилища и этапный характер развития площадей орошения. Полученная таким образом модель водоносного комплекса позволила сделать прогноз изменения уровней подземных вод на дальнейший период существования водохранилища при экстенсивном развитии площадей орошения. Балансовые расчеты по результатам решения стационарных и нестационарных задач позволили оценить количественно основные источники формирования подземных вод в естественных и нарушенных условиях.

Для обширных территорий побережий равнинных водохранилищ с существенно неоднородными фильтрационными свойствами, сложной геометрией линий побережий при экстенсивном развитии площадей орошения применение аналитических зависимостей и методов расчета с использованием конечно-разностных зависимостей Г.Н. Каменского требует значительной идеализации (схематизации) гидрогеологических условий. В этом случае применение методов математического моделирования повышает достоверность прогнозных решений. Иллюстрацией этому являются сопоставления результатов моделирования с ранее сделанными прогнозами и фактическим формированием подпора, с помощью которых можно определить причины расхождений прогнозных решений с фактическим формированием подпора.

В пределах Волго-Сусканского водораздела левобережья Куйбышевского водохранилища в период проектирования методом конечных разностей был сделан прогноз по створу, совпадающему ныне со скв. 2283—35 (см. рис. 12). Использовалась формула, предложенная Г.Н. Каменским, для одномерного нестационарного потока. Принималась схема однородного пласта со значениями водопроницаемости $350 \text{ м}^2/\text{сут}$ и недостатка насыщения 0,1. При расчетах предполагалось, что заполнение водохранилища происходит мгновенно. Сопоставление прогнозного решения с фактическим формированием подпора показывает, что в основном прогнозное решение занижено (см. рис. 12). Для скв. 2283 на моменты времени 5 и 10 лет после заполнения водохранилища расхождение составляет 1—2 м, для скв. 2285, 2286, 2287 — 3—4 м.

При моделировании принималась плоская в плане расчетная схема, исходная величина водопроницаемости в пределах Волго-Сусканского водораздела изменялась от 150 до $800 \text{ м}^2/\text{сут}$, значение недостатка насыщения — от 0,05 до 0,10. Учитывалось конечное время заполнения водохранилища.

На период существования водохранилища модельные кривые подпора, полученные при первом варианте обратной нестационарной задачи, отличаются от фактических кривых подпора на 1—2 м. Таким образом,

удовлетворительное совпадение получено без уточнения исходных фильтрационных параметров. При решении обратной нестационарной задачи в шесть вариантов точность воспроизведения кривых подпора имеет величину до 1 м (см. рис. 32). При этом исходная величина водопроницаемости практически не изменялась, минимальное значение недостатка насыщения уменьшилось до 0,03, граничные условия I рода, моделирующие подпор на урезе водохранилища, заменены граничными условиями III рода.

Несовпадение прогноза, сделанного ранее, с фактическим формированием подпора в первую очередь объясняется недоучетом радиального характера потока, далее ошибками при задании фильтрационных параметров, неучетом фильтрационной неоднородности водоносного горизонта и пренебрежением конечным временем заполнения водохранилища. Определенный вклад в ошибку прогноза могла внести использованная явная конечно-разностная схема.

Для левобережья Волгоградского водохранилища, южнее лимана Тажи, Н.А. Мясниковой был сделан прогноз по двухмерной конечно-разностной формуле Г.Н. Каменского на моменты времени 5, 10 и 50 лет (см. гл. V). Расчет проводился в величинах напоров. Принималась схема однородного в плане пласта с величинами водопроницаемости $350 \text{ м}^2/\text{сут}$, недостатка насыщения 0,06 и питания 10 мм/год. Шаг разбивки области 7250 м, шаг по времени 5 лет. Для северной границы расчетной области с целью отражения здесь процесса формирования подпора был сделан расчет в конечных разностях по одномерной схеме. Расчетный поперечник проходил через створ Луго-Водяное и лиман Тажи. Здесь при тех же фильтрационных параметрах шаг разбивки принимался равным 1280 м, шаг по времени 100 сут.

При моделировании для указанной территории водопроницаемость принималась от 50 до $150 \text{ м}^2/\text{сут}$, недостаток насыщения от 0,06 до 0,20. По данным решения обратной стационарной задачи, величина естественного питания подземных вод хвалыно-хазарского водоносного комплекса изменялась от 0,4 до 13 мм/год, а изменение питания на массивах орошения — 50–100 мм/год. Следовательно, данная территория существенно неоднородна по фильтрационным свойствам.

В настоящее время данный прогноз не подтвердился в связи с развитием интенсивного орошения территории, которое не учтено в принятой расчетной схеме. Однако по створу Рахинка (скв. 2155, 2156, 2157, 2158) можно сопоставить прогноз с фактическим формированием подпора, так как орошение здесь отсутствует. Сопоставление (см. табл. 10) показывает, что прогноз формирования подпора завышен. Так, через 5 лет после заполнения водохранилища прогнозные уровни превышают фактические на 5–7,5 м, а через 10 лет — на 1–7 м. Расхождение увеличивается по направлению от водохранилища.

При проведении расчетов методами моделирования для плоской в плане расчетной схемы в пределах участка Рахинка исходная водопроницаемость имела значение $150 \text{ м}^2/\text{сут}$, коэффициент недостатка насыщения — 0,06 и величина питания подземных вод в естественных условиях — 2,7 мм/год.

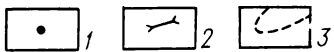
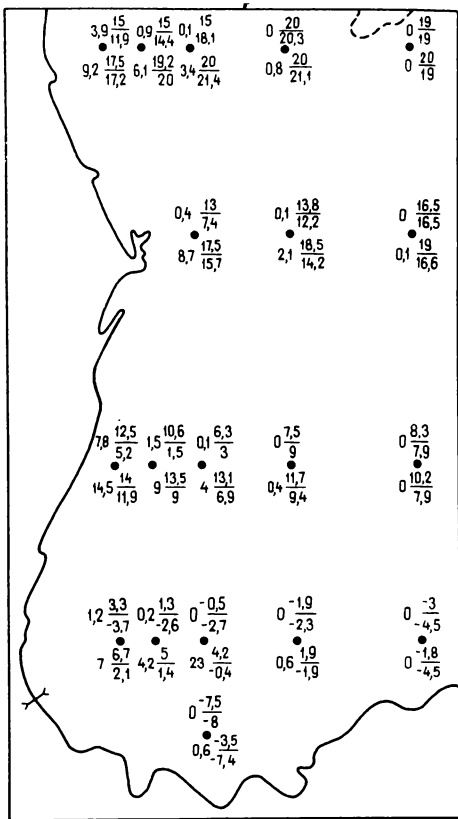


Рис. 59. Сопоставление прогноза подпора для южной части левобережья Волгоградского Водохранилища с результатами моделирования.

1 — точка проведения сопоставления. Цифры над точкой — сопоставление через 10 лет после начала заполнения водохранилища, под точкой — через 50 лет; в числителе дроби — значение напора (в м) по данным прогноза, в знаменателе — по данным моделирования; слева от дроби — изменение уровня подземных вод (в м) по данным моделирования; 2 — плотина; 3 — граница лимана Тажи

Для первого варианта обратной нестационарной задачи на участке Рахинка получено расхождение модельных и фактических кривых подпора до 3–4 м. Значительное расхождение было вызвано тем, что берег водохранилища на модели был задан с ошибкой и расстояние между створом и граничной точкой, моделирующей берег водохранилища, было больше, чем в природных условиях. При уменьшении

фильтрационного сопротивления между граничной и внутренней точками модели расхождение по створу Рахинка уменьшилось до 1–2 м (см. рис. 50). Таким образом, на створе Рахинка удовлетворительное совпадение модельных и фактических кривых подпора достигнуто без изменения исходных фильтрационных параметров. Если результаты решения обратной нестационарной задачи для ее второго варианта рассматривать как прогнозное решение, то в пределах створа Рахинка можно говорить об удовлетворительной точности прогноза подпора методами математического моделирования. Аналогичный вывод может быть сделан для створов Луго-Водяное и Нижне-Погромное.

Очевидно, для створа Рахинка ошибка первоначального прогнозного решения связана с завышенной величиной питания подземных вод и с завышенной величиной водопроницаемости. Возможная ошибка заключается также в выборе явной конечно-разностной схемы при больших величинах шага по времени и шага разбивки области.

Для более глубокого анализа причин расхождений расчетов Н.А. Мяс-

никовой с фактическим формированием подпора в пределах исследуемой области произведен расчет методами математического моделирования без задания оросительных систем, и результаты моделирования на 10 и 50 лет от начала заполнения водохранилища сопоставлены с расчетами Н.А. Мясниковой (рис. 59). Моделирование проведено при шаге по времени от 90 сут до двух лет с принятой ранее разбивкой области, сопоставление произведено для 19 точек. Анализ показывает, что для обоих моментов времени напоры, рассчитанные методом моделирования, в среднем на 2–5 м ниже напоров, рассчитанных Н.А. Мясниковой. Максимальное расхождение составляет 9 м, расхождения минимальны для северной части исследуемой области. Очевидно, причины расхождений имеют такую же основу, как и для створа Рахинка, и основная причина завышения прогноза лежит в завышении величины естественного питания. Данную ошибку можно было бы уменьшить при использовании в прогнозе принципа суперпозиции, т.е. при решении задачи в величинах изменений уровней от естественного их положения. Уменьшение расхождения на севере территории объясняется двумя причинами: наличием лимана Тажи, который является дополнительной границей области, и измельчением разбивки области по координатам и времени, что в совокупности уменьшает ошибки прогноза. Северная граница области рассчитывалась при более мелких шагах по координатам и значительно меньшем шаге по времени, что должно было значительно уменьшить ошибку аппроксимации принятой Н.А. Мясниковой конечно-разностной схемы.

В заключение отметим, что достоверность прогнозных расчетов в районах побережий равнинных водохранилищ определяется не только ошибками схематизации гидрогеологических условий территорий, но и возможностью учета в расчетах всего комплекса гидротехнических и мелиоративных мероприятий, проводимых в период существования водохранилища.

В частности, прогноз подпора, даже сделанный с большой степенью точности, не имеет практического приложения без учета экстенсивного развития площадей орошения. Это достаточно полно иллюстрируется результатами моделирования по левобережью Волгоградского водохранилища. Для повышения достоверности прогноза в плане учета последующих мероприятий и последующего накопления информации большое значение приобретает идея постоянно действующей модели, реализованной на современном вычислительном устройстве.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выполненная работа представляет собой исследование, в котором рассмотрены вопросы прогноза подпора и изменения баланса подземных вод в районе равнинных водохранилищ.

Подпор подземных вод и, как следствие его, подтопление городов, населенных пунктов, промышленных предприятий, сельскохозяйственных земель имеют большое значение для решения народнохозяйственных

задач. Стоимость сооружений, предотвращающих подтопление, а также перенос населенных пунктов, промышленных предприятий и т.п. весьма значительны. Строительство водохранилищ, оросительных систем вдоль их побережий и другие виды хозяйственной деятельности существенно изменяют естественный баланс подземных вод, что, в свою очередь, оказывает влияние на их ресурсы и запасы в районах побережий равнинных водохранилищ. В связи с этим вопросам изменения гидрогеологических условий в таких районах должно быть уделено большое внимание.

Изучение формирования подпора и изменения баланса подземных вод проводится различными методами. Наиболее распространены методы математического анализа. Однако их применение в сложных гидрогеологических условиях требует значительной схематизации природных условий, что ограничивает область их применения.

Разработанная методика моделирования региональных изменений гидрогеологических условий в районах равнинных водохранилищ носит достаточно общий характер и может быть использована для моделирования на большинстве сеточных аналоговых и цифровых вычислительных машин.

Для моделирования региональных изменений гидрогеологических условий в районах левобережий Куйбышевского и Волгоградского водохранилищ на основе систематизации и обобщения геолого-гидрогеологического материала методами математического моделирования построены региональные модели участков левобережий в естественных и нарушенных условиях. Адекватность региональных фильтрационных моделей реальным гидрогеологическим условиям доказывается совпадением результатов моделирования с режимными данными и общими представлениями о гидрогеологическом строении территории. Эти модели могут использоваться для прогнозной оценки изменений гидрогеологических условий на период дальнейшего существования водохранилища.

Результаты моделирования показали необходимость учета всего комплекса техногенных факторов, определяющих изменение гидрогеологических условий побережий водохранилищ. Так, в пределах левобережья Волгоградского водохранилища изменение гидрогеологических условий в результате хозяйственной деятельности определяется как фильтрацией поверхностных вод в берега водохранилища, так и интенсивным орошением территории.

Методика и основные результаты моделирования могут быть использованы для прогноза изменений гидрогеологических условий территорий, прилегающих к равнинным водохранилищам.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Алексеева Л.И., Гавич И.К.* Особенности и методы изучения водного баланса Кабардинской предгорной равнины в условиях взаимосвязи водоносных горизонтов при решении мелиоративных задач. — В кн.: Взаимосвязь поверхностных и подземных вод. М., Изд-во МГУ, 1973, с. 26–29.
2. *Барон В.А., Гармонов И.В.* О комплексной оценке влияния производственной деятельности на режим подземных вод в районе водохранилищ. — Водные ресурсы, 1974, № 5, с. 97–102.
3. *Биндеман Н.Н., Язвин Л.С.* Оценка эксплуатационных запасов подземных вод. М., Недра, 1970.
4. *Боревский Б.В., Язвин Л.С.* Методические рекомендации по перспективной оценке эксплуатационных запасов подземных вод в слабоизученных районах (в основном по категории C_2). М., 1971 (ВСЕГИНГЕО).
5. *Бочевер Ф.М., Орадовская А.Е.* Методические рекомендации по прогнозу распространения проток в водоносных пластах. М., 1974 (ВОДГЕО).
6. *Булдей В.Р.* Моделирование гидромелиоративных систем. Киев, Наукова думка, 1973.
7. *Гармонов И.В., Гришина И.Н., Шестопалов В.М.* Методические рекомендации по оценке влияния водохранилищ на ресурсы и запасы подземных вод. М., 1974 (ВСЕГИНГЕО).
8. *Гидрогеология СССР.* Сводный том в 5-ти вып. М., Недра, 1973. Вып. 4. Влияние производственной деятельности человека на гидрогеологические и инженерно-геологические условия.
9. *Гидрогеология СССР,* т. 13. Поволжье и Прикамье, М., Недра, 1970.
10. *Голованов А.И., Аверьянов С.Ф., Никольский Ю.И.* Расчет водного режима мелиорируемых земель. — Гидротехника и мелиорация, 1974, № 3, с. 34–41.
11. *Гудзь В.И.* О принципах построения алгоритмов решения обратных задач теории фильтрации на гибридных вычислительных устройствах. — В кн.: Результаты и методы исследований. М., 1975, с. 120–127 (ВСЕГИНГЕО).
12. *Ковалевский В.С.* Основы прогнозов естественного режима подземных вод. М., Стройиздат, 1974.
13. *Козоплянец А.А., Семенов С.М.* Прогноз и картирование режима подземных вод. М., Недра, 1974.
14. *Крашин И.И.* Моделирование фильтрации и теплообмена в водонапорных системах. М., Недра, 1976.
15. *Крашин И.И., Пересушко Д.И.* Оценка эксплуатационных запасов подземных вод методом моделирования. М., Недра, 1976.
16. *Лапшова Л.П.* К методике оценки питания грунтовых вод при прогнозе уровня режима на массивах проектируемого орошения. — В кн.: Вопросы мелиоративной гидрогеологии. 1975, вып. 100, с. 42–51.
17. *Лебедев А.В.* Методы изучения баланса грунтовых вод. М., Недра, 1976.
18. *Лукнер Л., Шестаков В.М.* Моделирование геофильтрации. М., Недра, 1976.
19. *Методы математического моделирования гидрогеологических процессов/* Ф.Б. Абуталиев, Н.Н. Ходжибаев, У. Умаров, И.И. Измайлов. М., Недра, 1972.
20. *Методические рекомендации по изучению и прогнозированию подпора подземных вод и переработки берегов водохранилищ Сибири.* Новосибирск, Наука, 1972.
21. *Оценка изменений гидрогеологических условий под влиянием производственной деятельности.* М., Недра, 1978.
22. *Петров Г.Н.* Особенности формирования подтопленных земель крупными водохранилищами и возможность их прогноза. Л., 1970 (Тр. координационного совещания по гидротехнике. Вып. 59).
23. *Плотников Н.А., Сычев К.И.* Оценка эксплуатационных запасов вод с искусственным их восполнением. М., Недра, 1976.

24. *Полубаринова-Кочина П.Я.* Теория движения грунтовых вод. Изд. 2-е, перераб. и доп. М., Наука, 1977.
25. *Семенова-Ерофеева С.М., Невечеря И.К., Гриф А.Г.* Оценка взаимосвязи поверхностных и подземных вод в речных долинах. – В кн.: Взаимодействие поверхностного и подземного стока. М., Изд-во МГУ, 1976, вып. 4, с. 159–195.
26. *Фильтрация* из водохранилищ и прудов / С.В. Васильев, Н.Н. Веригин, Г.А. Разумов, Б.С. Шержуков. М., Колос, 1975.
27. *Ходжибаев Н.Н., Самойленко В.Г.* Гидрогеолого-мелиоративные прогнозы. Ташкент, Фан, 1976.
28. *Шестаков В.М.* Динамика подземных вод. М., Изд-во МГУ, 1973.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Глава I. Методы прогноза подпора и ресурсов подземных вод в районе водохранилищ	4
Основные положения	4
Методика моделирования процессов подпора подземных вод в районах равнинных водохранилищ	11
Глава II. Методические рекомендации по оценке влияния равнинных водохранилищ на ресурсы и запасы подземных вод	26
Классификация ресурсов и запасов подземных вод	26
Балансовый метод определения потенциальных эксплуатационных ресурсов подземных вод	27
Определение естественных ресурсов и запасов подземных вод	29
Пример расчета питания и разгрузки подземных вод в зоне влияния водохранилища	31
Определение искусственных ресурсов и запасов подземных вод	36
Определение привлекаемых ресурсов	37
Глава III. Куйбышевское водохранилище	40
Физико-географические и гидрогеологические условия	40
Изменение гидрогеологических условий после создания водохранилища	47
Влияние Куйбышевского водохранилища на ресурсы и запасы подземных вод	60
Глава IV. Моделирование нарушенной фильтрации подземных вод в районе Куйбышевского водохранилища	73
Построение специализированных карт	74
Описание процесса моделирования нарушенной фильтрации в районе левобережья Куйбышевского водохранилища	80
Глава V. Волгоградское водохранилище	95
Физико-географические, геологические и гидрогеологические условия	95
Изменение гидрогеологических условий после создания водохранилища	101
Сопоставление фактического формирования подпора с данными прогноза	109
Глава VI. Моделирование естественной и нарушенной фильтрации подземных вод в районе Волгоградского водохранилища	111
Построение специализированных карт	113
Методика и процесс решения задач по воспроизведению естественной и нарушенной фильтрации подземных вод в районе Волгоградского водохранилища	117
Глава VII. Основные методические результаты моделирования региональных потоков подземных вод в районах левобережий Куйбышевского и Волгоградского водохранилищ	149
Заключение	153
Список литературы	154

**ПРОГНОЗ ВЛИЯНИЯ РАВНИННЫХ ВОДОХРАНИЛИЩ
НА ПОДПОР, РЕСУРСЫ И ЗАПАСЫ ПОДЗЕМНЫХ ВОД**

Редактор издательства *Н.В. Венгерцева*
Обложка художника *И.А. Слюсарева*
Художественный редактор *Е.Л. Юрковская*
Технический редактор *Л.А. Мурашова*
Корректор *М.П. Курьлева*
Оператор *Л.А. Миронова*

Н/К

Подписано в печать 24.09.84. Т-06927 Формат 60 x 90^{1/16}. Бумага офсетная № 1. Набор выполнен на наборно-пишущей машине типа ИБМ "Композер". Гарнитура "Пресс-Роман". Печать офсетная. Усл. печ. л. 10,0. Усл. кр.-отг. 10,38. Уч.-изд. л. 11,0. Тираж 1000 экз. Заказ 2850 / 12629 - 2. Цена 60 коп. Заказное.

Ордена "Знак Почета" издательство "Недра", 103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, 11/19

Московская типография № 9 Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли.
Москва Ж-33, Волочаевская, 40.

УВАЖАЕМЫЙ ТОВАРИЩ! ИЗДАТЕЛЬСТВО "НЕДРА" ГОТОВИТ К ПЕЧАТИ – НОВЫЕ КНИГИ

ГАВИЧ И. К., ЛУЧШЕВА А. А., СЕМЕНОВА-ЕРОФЕЕВА С. М. Сборник задач по общей гидрогеологии: Учеб. пособие для вузов. – 2-е изд., перераб. и доп. 1985. – 29 л. – 1 р. 40 к.

Во втором издании (1-е изд. – 1964) значительно обновлены и переработаны задачи. Кратко изложены основные теоретические сведения, приведены методические указания, дан необходимый справочный материал по гидрогеологическим расчетам. Введены новые разделы по изучению подземной гидросферы, гидрогеологической стратификации, рассмотрено влияние хозяйственной деятельности на изменение гидрогеологических условий, Предлагаются контрольные вопросы. Цель пособия – закрепить теоретические знания, привить студентам основные навыки обработки и анализа материалов, ознакомить с организацией и проведением лабораторных работ, с приемами построения гидрогеологических карт и т.д.

Для студентов геологических вузов по специальности "Общая гидрогеология".

ПЛОТНИКОВ Н. И. Поиск и разведка пресных подземных вод: Учеб. пособие для вузов. 1985. – 25 л. – 1 р. 30 к.

Даны сведения о развитии разведочной гидрогеологии, роли и значении подземных вод в народном хозяйстве, об основах поисков и разведки месторождений пресных подземных вод, о закономерностях распространения промышленных типов месторождений этих вод и прогнозные ресурсы. Приведены основные типы водозаборных сооружений. Изложены требования к изучению и использованию пресных подземных вод, методика их поисков и разведки. Уделено внимание обоснованию искусственного восполнения запасов подземных вод, методике оценки естественных и эксплуатационных запасов, а также влиянию техногенных процессов на изменение геологической среды при эксплуатации подземных вод.

Для студентов геологических вузов по специальности "Гидрогеология".

ФЕДОРОВА Т. К. Физико-химические процессы в подземных водах. 1985. – 15 л. – 75 к.

Показаны физико-химические процессы при взаимодействии подземных вод с осадочными породами. Рассмотрено изменение естественной обстановки в водоносном горизонте под влиянием различных видов антропогенного вмешательства. Описаны факторы и процессы формирования состава подземных вод. Выявлены изменения химического состава и растворяющей способности вод по отношению к карбонатным, сульфатным и алюмосиликатным горным породам при нарушении естественных условий в результате эксплуатации подземных вод, орошения, подтопления, осушения, загрязнения сточными водами. Показана зависимость между составом вод и снижением производительности водопонизительных скважин. Даны рекомендации по охране и предупреждению загрязнения подземных вод.

Для гидрогеологов, гидрохимиков, изучающих вопросы формирования состава природных вод и влияние на них антропогенных факторов.

ШВЕЦ В. М., ГЫЛЫБОВ М. М. Методы охраны подземных вод от загрязнения и истощения. 1985. – 20 л. – 1 р. 40 к.

Подготовлена специалистами СССР и НРБ. Изложены методика исследований естественной регенерации бытовых стоков в аридной зоне, гидрогеохимические аспекты процессов загрязнения, полевые и лабораторные методы определения фильтрационных и миграционных параметров. Анализируется влияние постепенной заилности инфильтрационного сооружения на восполнение запасов подземных вод. Приведена методика оптимизации работы водозабора и управления режимом этих вод. Даны рекомендации по планированию и проведению опытно-миграционных исследований.

Для специалистов, работающих в области динамики и геохимии подземных вод, водоснабжения, охраны окружающей среды.

Интересующие Вас книги Вы можете приобрести в местных книжных магазинах, распространяющих научно-техническую литературу, или заказать через отдел "Книга-почтой" магазинов: № 17 – 199178, Ленинград, В.О., Средний проспект, 61; № 59 – 127412, Москва, Коровинское шоссе, 20

ИЗДАТЕЛЬСТВО "НЕДРА"